

Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1986
Годовой отчёт Венгерского Геофизического Института им. Лоранда Этвеша за 1986 г.

A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1986. évi jelentése



A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND
GEOFIZIKAI INTÉZET

1986. ÉVI JELENTÉSE

ANNUAL REPORT OF THE EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL
INSTITUTE OF HUNGARY
FOR 1986

ГODOBOЙ OTЧET
BЕHГEPCKOГO ГEOФИЗИЧECKOГO ИHCTИTУTА
иM. ЛOPAHДA ЭTBЕША
за 1986 г.

Szerkesztő:
Sz. Kilényi Éva

ETO (UDC) 550.3(061.6) (439 Budapest) (058)
HU ISSN 0524—8655

Felelős kiadó: Müller Pál
Összeállította: Aczél Etelka és Hegybíró Zsuzsanna



Egyetemi Nyomda — 87.6206 Budapest, 1988
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató



1 FÖLDTANI KUTATÁS	11
1.1 Regionális földtani és ásványi nyersanyag előkutatás a Dunántúlon	13
1.1.1 Bauxit- és kőszénelőkutatás	13
1.1.2 A Kisalföld regionális komplex geofizikai kutatása	20
1.1.3 A Balaton-felvidék geofizikai kutatása	26
1.2 Geofizikai kutatás Észak-Magyarországon	29
1.2.1 Kőszénkutatás	30
1.2.1.1 Lyukóbányai köztes telepek szerkezetkutatása	30
1.2.1.2 Kismélységű széntelepek szerkezetkutatása kavicsos területen	31
1.2.2 A Mátra regionális vulkányszerkezeti elemzése	32
1.3 Kőolajkutató geofizikai mérések	61
1.3.1 Szerkezetkutató szeizmikus mérések Kiskunfélegyháza–Alpár–Gátér–Jász- szentlászló környékén	61
1.3.2 Geoelektromos mérések Mátészalka–Nagyecsed vonalában	63
1.4 Tektonikai értelmezés	67
1.4.1 A dunántúli vezetőképesség-anomália vizsgálata	67
1.4.2 Szerkezeti elemzés a Dunántúli-középhegységben, kinematikai modellezéssel	71
1.4.3 A Közép-Dunántúl fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján	74
1.5 Vízkutatás és mérnökgeofizikai kutatás	95
1.5.1 A balatoni üdülőkörzet mérnökgeofizikai vizsgálata	95
1.5.2 A Mura és a Kerka allúviumának geofizikai kutatása	96
2 MÓDSZER- ÉS MŰSZERKUTATÁS	101
2.1 Szeizmikus módszer- és műszerkutatás	103
2.1.1 Sekélyszeizmikus módszertan	103
2.1.2 Személyi számítógépekre kifejlesztett bányaszeizmikus feldolgozó rendszer	104
2.1.3 Mérnökszeizmikus rezgéskeltők	112
2.1.4 Az SD 16 szeizmikus terepi állomás kibővítése korrelátorral	121
2.2 Geoelektromos és gravitációs módszerkutatás	123
2.2.1 Elektromágneses módszerfejlesztés	123
2.2.1.1 Az orientációs hibák vizsgálata és kiküszöbölése a Maxi-Probe rendszerű méréseknél	123
2.2.1.2 Ferde réteghatár vizsgálata a Maxi-Probe mérési elrendezéssel	126
2.2.1.3 Az eltolódási áramok hatásának vizsgálata	129
2.2.2 Mérnökgeofizikai vizsgálatok tározott széniszap mennyiségének és minő- ségének meghatározására	131

2.2.3	Geofizikai mérések a régészet szolgálatában	133
2.2.4	Számítógépes adatfeldolgozás és szénvagyonebecslés a Máza-dél-Váralja-dél feketekőszén területeken	139
2.2.5	Gravitációs módszerfejlesztés	141
2.3	Mélyfúrási geofizikai műszerkutatás	145
2.3.1	Kombinált szonda vizkutatás céljára	145
2.3.2	Karotázs szelvény digitalizáló készülék (KAD-85)	148
3	FÖLDFIZIKAI KUTATÁS	151
3.1	A földmágneses tér vizsgálata	153
3.2	Geodinamikai kutatás	157
3.3	Paleomágneses kutatás	163
3.4	Geodéziai gravimetria	173
	FÜGGELÉK	175
	Példák az ELGI külföldi tevékenységéből: Kubai Nemzetközi Földtani Expedíció; Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedíció; bauxitkutatás Görögországban; vibroszeiz mérések Ausztriában	
	Könyvtári szolgálat; Kiadványok	181

CONTENTS

1	GEOPHYSICAL PROSPECTING	185
2	METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH	197
2.1	Seismic methodological and instrumental research	199
2.1.1	Shallow seismic methodology	199
2.1.2	Processing system for personal computers of in-mine seismic data	200
2.1.3	Engineering seismic sources	204
2.1.4	Extension of the SD-16 seismic field system with a correlator	207
2.2	Geoelectric and gravity methodological research	209
2.2.1	Electromagnetic methodological research	209
2.2.1.1	Study of the orientation errors and their elimination in Maxi-Probe soundings	209
2.2.1.2	Effect of dipping layer boundaries on Maxi-Probe measurements	211
2.2.1.3	Study of the effect of displacement currents	212
2.2.2	Engineering geophysical investigation to determine the quantity and quality of stored coal slurry	213
2.2.3	Geophysical measurements in the service of archaeology	215
2.2.4	Computerized data processing and estimation of coal resources in the black coal fields of Máza-S-Váralja-S	217
2.2.5	Gravity methodological research	219
2.3	Well logging instrumental research	221
2.3.1	Combination sonde for water prospecting	221
2.3.2	Microprocessor controlled TV camera well log digitizer (KAD-85)	222
3	EARTH PHYSICS RESEARCH	225
3.1	Investigation of the geomagnetic field	227
3.2	Geodynamic investigations	229
3.3	Palaeomagnetic studies	233
3.4	Geodetic gravimetry	237
	MISCELLANEOUS	239
	Examples from the activity of ELGI abroad: International Geological Expedition in Cuba; International Geological Expedition in Mongolia; bauxite exploration in Greece; Vibroseis measurements in Austria	
	Library; Publications	242

СОДЕРЖАНИЕ

1	ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ	245
2	ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ	259
2.1	Методика и аппаратура сейсморазведки	261
2.1.1	Методика малоглубинной сейсморазведки	261
2.1.2	Системы обработки данных подземной сейсморазведки на базе персональных компьютеров	262
2.1.3	Источники волн в инженерной сейсморазведке	267
2.1.4	Увеличение емкости сеймостанции типа СД-16 с помощью коррелятора	270
2.2	Разработка методов для электроразведки и гравиразведки	271
2.2.1	Разработка методов электромагнитных измерений	271
2.2.1.1	Определение и исправление ошибок ориентировки при измерениях методом Макси-Проб	271
2.2.1.2	Исследование наклонных границ методом Макси-Проб	273
2.2.1.3	Исследование влияния сдвиговых токов	274
2.2.2	Инженерно-геофизические изыскания с целью определения количества и качества хранимого угольного шлама	276
2.2.3	Геофизические исследования на службе археологии	278
2.2.4	Обработка данных и подсчет запасов углей на ЭВМ по месторождению каменных углей Маза-Юг — Варалья-Юг	280
2.2.5	Усовершенствование гравиразведки	282
2.3	Каротажные приборы	285
2.3.1	Комбинированный зонд для гидрогеологических изысканий	285
2.3.2	Устройство для оцифрования каротажных кривых (KAD-85)	287
3	ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ	289
3.1	Исследование геомагнитного поля	291
3.2	Исследования по геодинاميке	293
3.3	Палеомагнитные исследования	297
3.4	Геодезическая гравиметрия	301

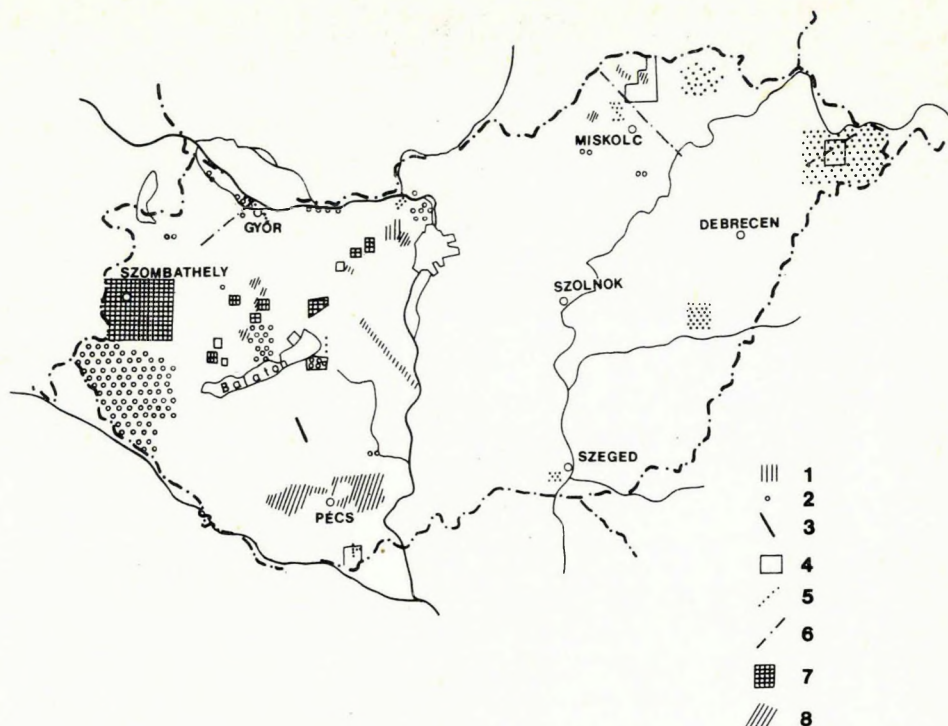
ДОБАВЛЕНИЕ	303
------------------	-----

Примеры деятельности ЭЛГИ за рубежом:

Международная Геологическая экспедиция на Кубе; Международная Геологическая экспедиция в Монголии; Пойсковые работы на бокситы в Греции; Сейсморазведка вибросейс в Верхней Австрии.

Работа библиотеки; Издания	307
----------------------------------	-----

1 FÖLDTANI KUTATÁS



1. ábra. Az ELGI terepi kutatásai 1986-ban

- 1 — ásványi nyersanyagok komplex kutatása
- 2 — mérnökgeofizikai és vízföldtani kutatás
- 3 — földkéreg- és litoszférakutatás
- 4 — gravitációs mérés
- 5 — szeizmikus kutatás
- 6 — geoelektromos szelvénymenti mérés
- 7 — geoelektromos területi mérés
- 8 — légi geofizikai mérések

Fig. 1. Field work of ELGI, 1986

- 1 — integrated prospecting for minerals
- 2 — hydrogeological and civil engineering projects
- 3 — crustal and lithospheric investigation
- 4 — gravity survey
- 5 — seismic survey
- 6 — geoelectric profiles
- 7 — geoelectric network
- 8 — aero-geophysical survey

Рис. 1. Полевые работы ЭЛГИ в 1986 г.:

- 1 — комплексные исследования полезных ископаемых,
- 2 — инженерно-геофизические и гидрогеологические изыскания,
- 3 — изучение земной коры и литосферы,
- 4 — гравиразведка,
- 5 — сейсморазведка,
- 6 — электроразведка в профильном варианте,
- 7 — электроразведка в площадном варианте,
- 8 — аэрогеофизические измерения.

1.1 REGIONÁLIS FÖLDTANI ÉS ÁSVÁNYI NYERSANYAG ELŐKUTATÁS A DUNÁNTÚLON

1.1.1 Bauxit- és kőszén előkutatás*

A bauxit- és kőszénprognózis, ill. -előkutatás a Központi Földtani Hivatal által irányított két különálló program, amelyben a Geofizikai Intézet évek óta részt vesz. A két program a Dunántúli-középhegység egyes területein — pl. Bajna–Epöl környékén — úgy összefonódik, hogy nem lehet különálló feladatként kezelni őket.

A bauxit előkutatás jobb összehangolása érdekében megalakult a Bauxit Előkutatási Állandó Bizottság (BEÁB), amely a Központi Földtani Hivatal tanácsadó testületeként kidolgozza a rövid- és középtávú előkutatási terveket, a bauxitbányászat igényeinek megfelelően. A BEÁB-ban a Központi Földtani Hivatal, a Magyar Alumíniumipari Tröszt, a Bauxitkutató Vállalat (BKV), a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) képviselői vesznek részt.

Az ELGI 1986-ban a következő területeken dolgozott a MÁFI megbízásából: Villányi-hegység, Bakony–D, Tapolcafő, Gerecse–DK, Bajna–Epöl, Felsőgalla–Tornyó, Gyermely és Szomor. A BKV megbízásából előkutatást a következő területeken végeztünk: Cseh-bánya, Pusztamiske–Kislőd, Várpalota, Bicske. (Felderítő bauxitkutatási területek: Nyírád, Farkasgyepű, Iharkút, Ugod, Súr, Tükröspusztá és Jancsármajor.)

Kutatásaink egyes részterületeken az előkutatás első fázisát jelentették; az előkutatás egyik részterületen sem fejeződött be 1986-ban.

A Dunántúli-középhegység eocén barnakőszén prognózisának keretében végzett geofizikai munkák célja a kőszéntároló szerkezeti egységek meghatározása és az ezekre tervezett földtani kutató fúrások geofizikai megalapozása volt. A kőszén előkutatás keretében a következő területeken dolgoztunk: Mór–É, Lencsehegy–D, Bajna–Epöl.

A felsorolt bauxit- és kőszénkutatási területeken elért eredmények közül a Villányi-hegység, a Bakony–D és a Gyermely környéki bauxit-, a bajna–epöli közös bauxit–kőszén-, és a Mór–É, ill. a Lencsehegy–D kőszénkutatási területeket mutatjuk be.

* Farkas I., Majkuth T.

a) *A Villányi-hegység bauxit előkutatása**

Magyarországon a Dunántúli-középhegység területén kívül jelentősebb bauxitelőfordulás a nagyharsányi Szársomlyó-hegyen kibúvásban már az 1930-as években ismeretes volt, s a 40-es évek elején a bauxit bányászata is folyt. A Magyar Állami Földtani Intézet és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet programot készített a terület módszeres és átfogó bauxitföldtani előkutatására. Ebben összefoglaltuk a korábbi vizsgálatok eredményeit, s az ezek során szerzett ismereteket. A terület egyes részeinek ismeretességi foka szerint vázoltuk a valószínűsíthető földtani–geofizikai modelleket az alkalmazandó geofizikai módszertan célszerű megválasztásához. Az előkutatási programban hosszú távra megadtuk az egyes részterületek kutatásának várható sorrendjét, s a kutatás módszertani irányelveit. A bauxit előkutatási program a VII. ötéves tervben valósul meg a Villányi-hegység kutatásának első lépcsőjeként. Ezen időszak alatt a hegység előterének D-i és K-i részére prognosztizált bauxitok felkutatása a feladatunk.

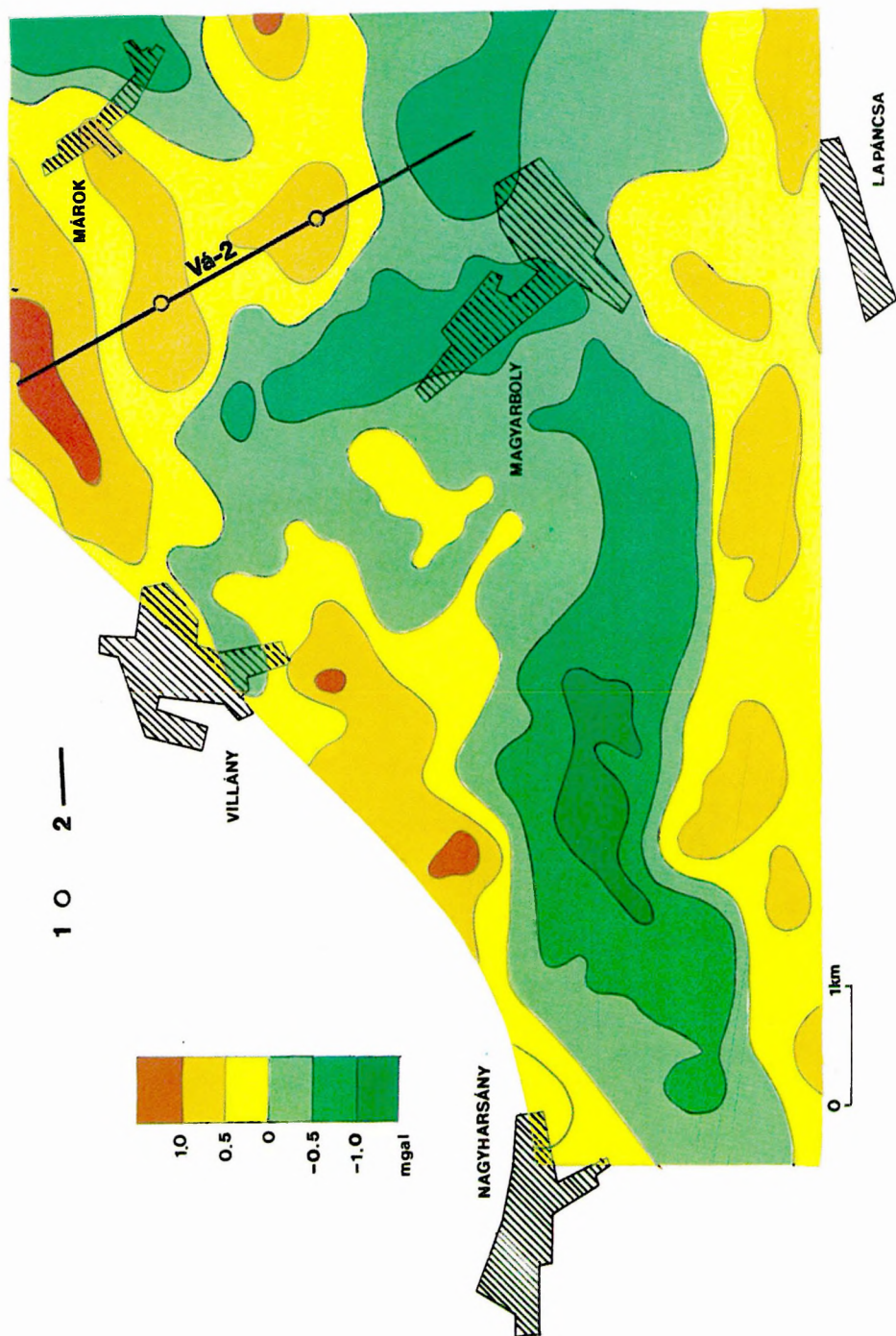
Az előkutató geofizikai mérések célja a következő:

- a neogén üledékkel fedett, mezozoos, uralkodóan karbonátos aljzat legkiemeltebb részeinek felkutatása;
- a mezozoos aljzat felszínének kimutatása és szerkezeti elemeinek leképezése;
- az aljzat lehetséges rétegtani tagolása, a dőlésviszonyok meghatározása;
- a geofizikai mérések eredményei alapján kutató fúrások telepítése.

Az ismert vagy feltételezett villányi bauxitelőfordulások földtani–geofizikai modelljei lényegesen eltérnek a Dunántúli-középhegységben levőktől, így alapvető feladat a meglevő bauxitföldtani modellekhez rendelhető geofizikai modell és módszeregyüttes kialakítása. A hegység felszínén ismert szerkezete alapján a legelterjedtebb földtani modell típusnak a neogén üledékkel fedett, meredek dőlésű, mezozoos feltolódási zónákat, „pikkelyeket” tekinthetjük. A bauxitelőfordulások is ilyen jura–kréta mészkő kontaktusok mentén várhatók, így a bauxitprognosztika indirekt feladata a kis mélységű pikkelyes szerkezetek kimutatása. Kutatási koncepciónk lényege: a terület regionális jellegű gravitációs felmérése alapján az alaphegység legkiemeltebb részein részletező jellegű geofizikai szelvényeket mérünk, s a legkedvezőbbnek ítélt szelvényszakaszokra kutató fúrásokat telepítünk.

1986-ban a bauxitprognosztika program szerint a Szársomlyó-hegy D-i és K-i előterében végeztünk geofizikai méréseket. A terület gravitációs felmérését 9–10 állomás/km² sűrűséggel végeztük, amely kb. 310–330 m-es átlagos állomástávolságnak felel meg. A gravitációs Δg mérések eredményeként bemutatjuk a $\sigma = 2,0 \text{ g/cm}^3$ sűrűséggel korrigált Bouguer-anomália térképből előállí-

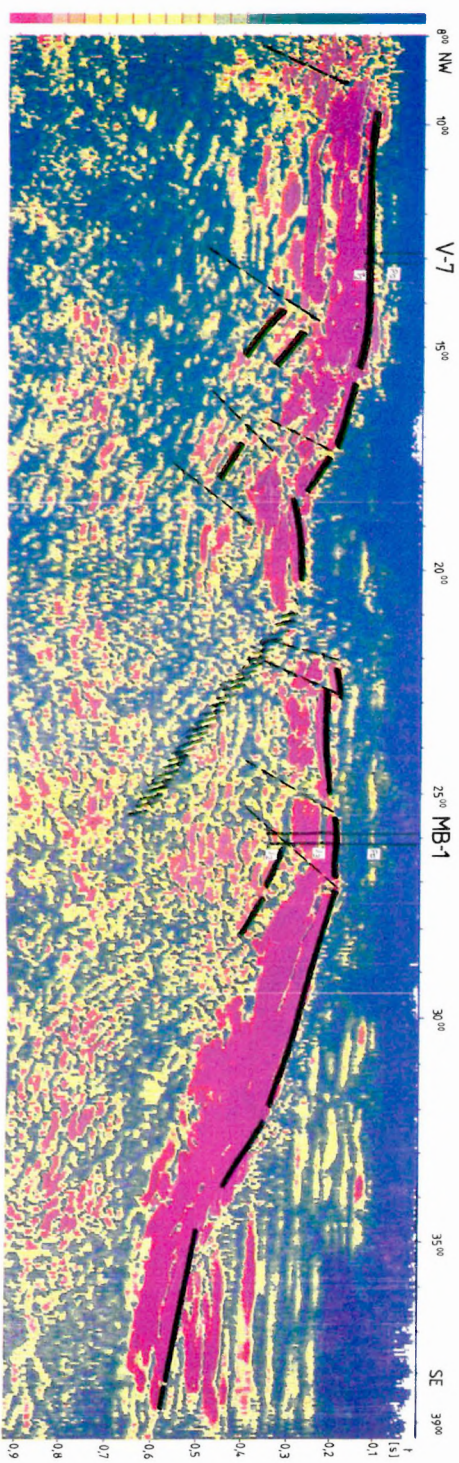
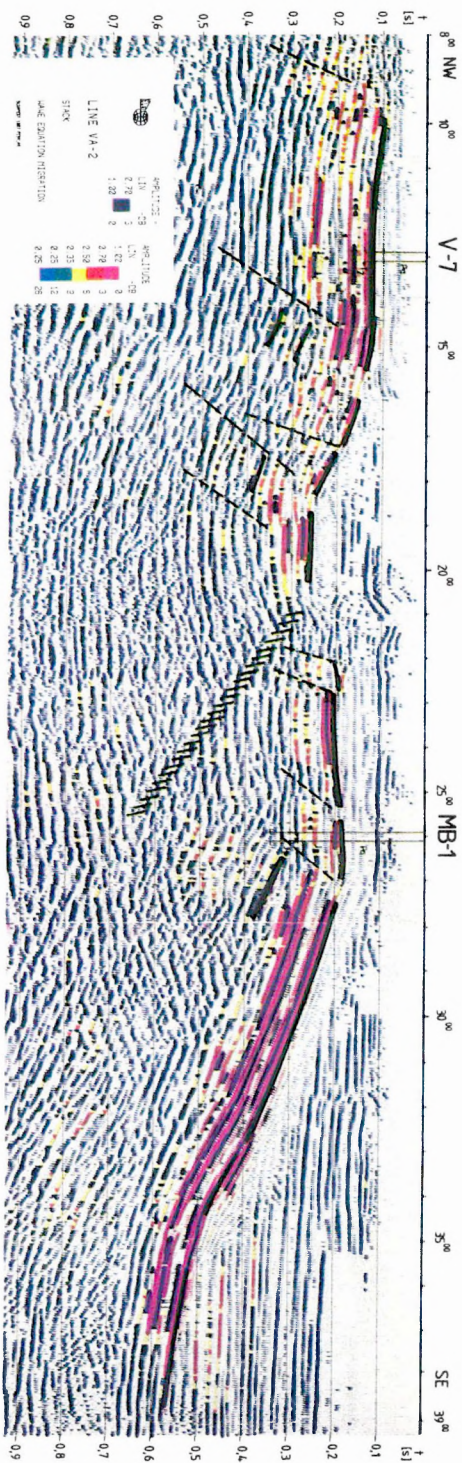
* Herczeg Gy.



2. ábra. Gravitációs maradék-anomália térkép ($z = 4$), Villányi-hegység
1 — fúrás; 2 — a 3. ábrán közölt szeizmikus szelvény nyomvonala

Fig. 2. Gravity residual anomaly map ($z = 4$), Villány hills
1 — borehole; 2 — location of seismic profile of Fig. 3

Рис. 2. Карта остаточных гравитационных аномалий ($z = 4$) Вилланы-ских гор:
1 — скважина; 2 — профиль сейсморазведки МОВ на рис. 3.



4. ábra. Vá-2 reflexiós szeizmikus időszelvény, pillanatnyi amplitúdó nagyság szerinti megjelenítés, Villányi-hegység

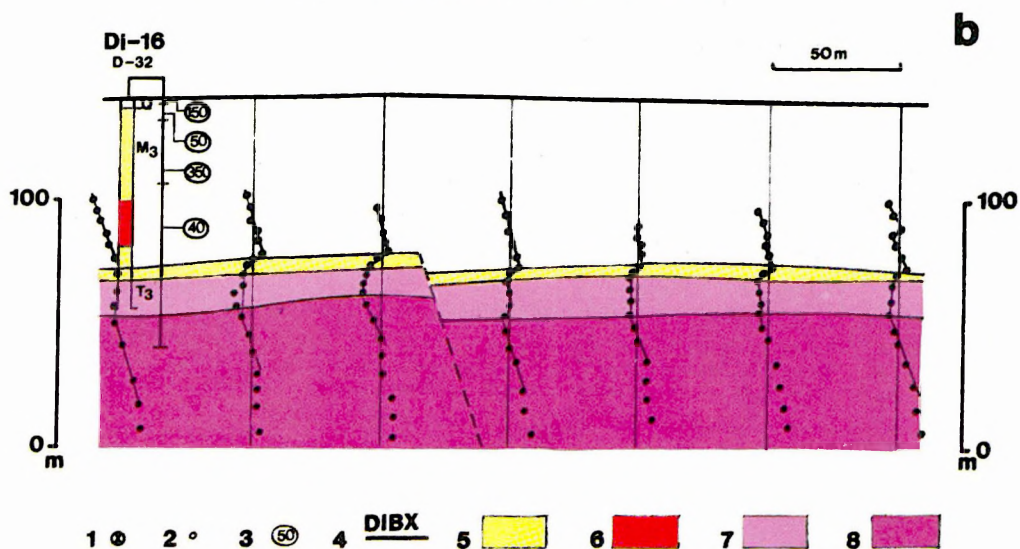
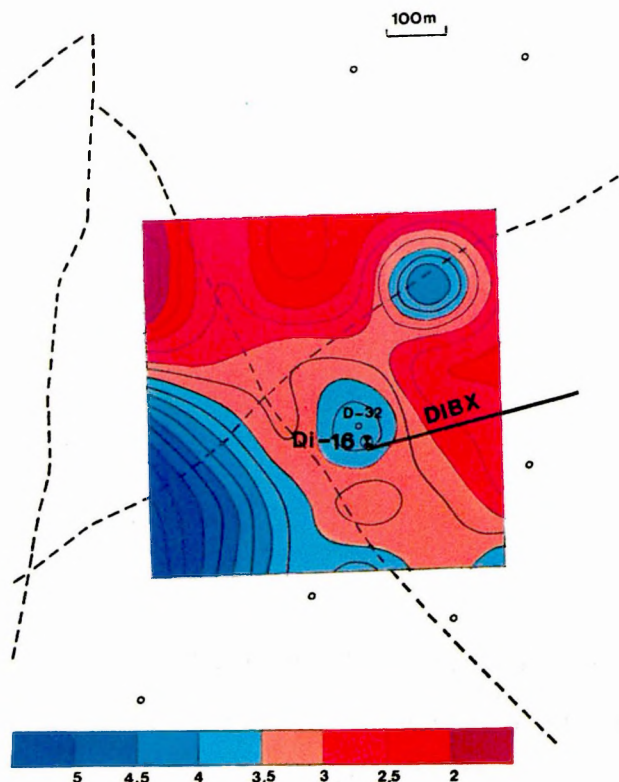
Fig. 4. Vá-2 reflection seismic time section, coloured according to instantaneous amplitude — Villány hills

Рис. 4. Временной разрез Vá-2 сейсморазведки МОВ в раскраске по мгновенным амплитудам, Виланьские горы.

3. ábra. Vá-2 reflexiós szeizmikus időszelvény, amplitúdó nagyság szerinti színezett változat, Villányi-hegység

Fig. 3. Vá-2 reflection seismic time section, coloured according to amplitude — Villány hills

Рис. 3. Временной разрез Vá-2 сейсморазведки МОВ в поамплитудной раскраске, Виланьские горы.



5. ábra. Kísérleti bauxit-előkutatás: Bakony-D (Diszel)

a) Potenciáltérkép

b) Maxi-Probe elektromágneses szelvény (DiBx)

1 — fúrás nem ipari értékű bauxittal; 2 — VES; 3 — fajlagos ellenállás Ωm -ben; 4 — Maxi-Probe e.m. szelvény nyomvonala; 5 — szarmata törmelékes összlet; 6 — agyagos bauxit; 7 — porló dolomit; 8 — üde dolomit

Fig. 5. Experimental reconnaissance bauxite exploration: Bakony-South (Diszel)

a) Potential map

b) Maxi-Probe EM section (DiBx)

1 — borehole penetrating bauxite of no industrial value; 2 — VES; 3 — resistivity in Ωm ; 4 — Maxi-Probe profile; 5 — Sarmatian clastic sediments; 6 — clayey bauxite; 7 — weathered dolomite; 8 — fresh dolomite

Рис. 5. Опытные поиски бокситов в Южной Бакони на участке Дисель.

a) Карта потенциалов.

b) Электромагнитный профиль Макси-Проб DiBx:

1 — скважина с некондиционными бокситами; 2 — ВЭС; 3 — удельное сопротивление в ом; 4 — профиль Макси-Проб; 5 — обломочные отложения сарматского яруса; 6 — глинистые бокситы; 7 — рассыпающиеся доломиты; 8 — массивные доломиты.

tott, $\kappa=4$ paraméterű maradék-anomália térképét (2. ábra). A mezozoos alaphegység mélyfúrásokból ismert mélységadatai jól korrelálnak a maradék-anomália térképpel.

1986-ban kezdődött meg a területen a fúrásos kutatás is. Két kutató fúrás (V-7 és MB-1 jelű) mélyült a Villány-Márok-Magyarbóly által határolt térségben. A fúrásokat a Vá-2 reflexiós szeizmikus szelvény mentén két egymástól elkülönülő, pozitív gravitációs anomáliára telepítettük. Mindkét fúrás az előre jelzett mélységben találta meg az aljzatot. Az MB-1 fúrás pannon rétegek alatt felső-, majd középső-jura rétegeket fúrva 714 m-ben, a V-7 fúrás pedig középsőtriász mészkövet érve 184 m-ben állt meg. Bauxit egyik fúrásban sem volt.

A 3. ábrán a Vá-2 reflexiós szeizmikus szelvény amplitúdónagyság szerint színezett változata látható. A mezozoos felszín jól reflektáló felületként jelentkezett a szelvényen. Az aljzaton belüli szerkezeti elemekre vonatkozó további hasznos információk nyerése érdekében előállítottuk az időszelvény Hilbert-transzformált változatát is. A 4. ábrán az ebből számított pillanatnyi amplitúdó szelvényt mutatjuk be. A szelvény közepén látható, kis pillanatnyi amplitúdójú, DDK-i dőlésirányú zónát a jura és triász mészkőtütemegek érintkezési zónájaként értelmeztük.

b) Bauxit előkutatás a Dunántúli-középhegységben

*Bakony-D**

A terület bauxit előkutatása a VII. ötéves terv programjai között szerepel. A konkrét kutatási programot 1987-ben készítjük el, ennek megalapozásához négy kiválasztott részterületen végeztünk módszertani kísérleti méréseket 1986-ban, amelyek alapján hat paraméterfúrás mélyült. Ezek közül egy nem ipari bauxitot, kettő pedig bauxitos agyagot harántolt.

Az 5/a ábrán a diszeli területen mért PM vezetőképesség térképét mutatjuk be. A térkép a triász földolomit medencealjzat DNy-i irányú mélyülését jelzi. A területen mért két Maxi-Probe elektromágneses szelvény közül a közel K-Ny-i irányút mutatjuk be az 5/b ábrán. A PM térkép és a Maxi-Probe szelvények együttes értelmezéséből az következik, hogy a PM vezetőképesség anomáliákat nem a medencealjzat fedőjének vastagság-változása, hanem a fedőösszlet horizontális ellenállásváltozása okozza. A lemélyített fúrás és a Maxi-Probe szondázások összevetéséből azt kaptuk, hogy a földolomit felső 10–15 métere erősen fellazult, porló, s ezért a nagy fajlagos ellenállású medencealjzatot mélyebben kapjuk, a porló dolomit önálló réteggént jelenik meg.

A módszertani mérések legfontosabb tapasztalatai:

* Csathó B.

- a medencealjzatot fedő, főként miocén üledékek horizontálisan inhomogének, tehát a gyors térképező eljárások mellett feltétlenül szükséges a mélységmeghatározó geofizikai módszerek alkalmazása is;
- a területen foltokban felsőpannóniai bazalt és bazalttufa várható, ezek lehatárolására mágneses méréseket kell végezni;
- a bauxit, mivel várhatóan agyagos, többszörösen áthalmazott, a környezetéhez képest kis fajlagos ellenállású;
- a medencealjzatot alkotó földolomit felső 10–15 métere sok helyen fella-
zult, ezért a ρ_{∞} szintet többnyire mélyebben kapjuk.

*Gyermely**

A területen 1985-ben elkészült a 100×100 méteres gravitációs felmérés, amely megfelelő alapot szolgáltatott a Maxi-Probe elektromágneses frekvencia-szondázási szelvények tervezéséhez. A feladat a Gyermelyi-árok kutatása volt. A szelvények nyomvonalát a különböző gravitációs térképekből kijelölhető szerkezeti irányokra merőlegesen jelöltük ki. A bemutatott Maxi-Probe szelvény fölé felrajzoltuk a Δg és három különböző szűrővel készült maradék-anomália szelvényt (6. ábra). A $\kappa=3$ adja a legjobb korrelációt a Maxi-Probe szelvénnel, minden kimutatott vető látható a maradék-anomália szelvényen is. A másik két szűrővel készült szelvény elmosódottabb képet ad. Ebből feltételezhetjük, hogy a Maxi-Probe szelvényen kijelölt vetők dőlés- és csapásirányának meghatározására a $\kappa=3$ maradék-anomália térkép alkalmas.

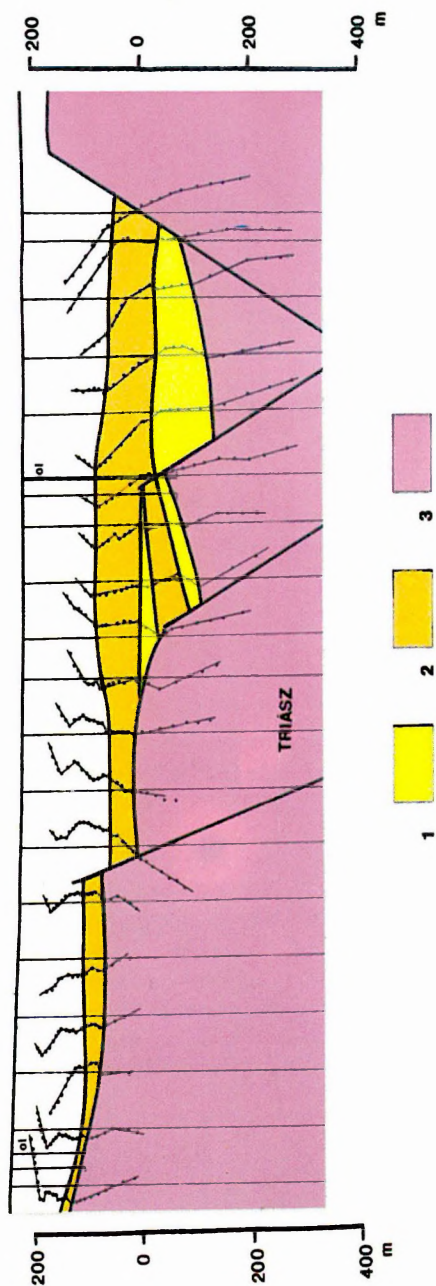
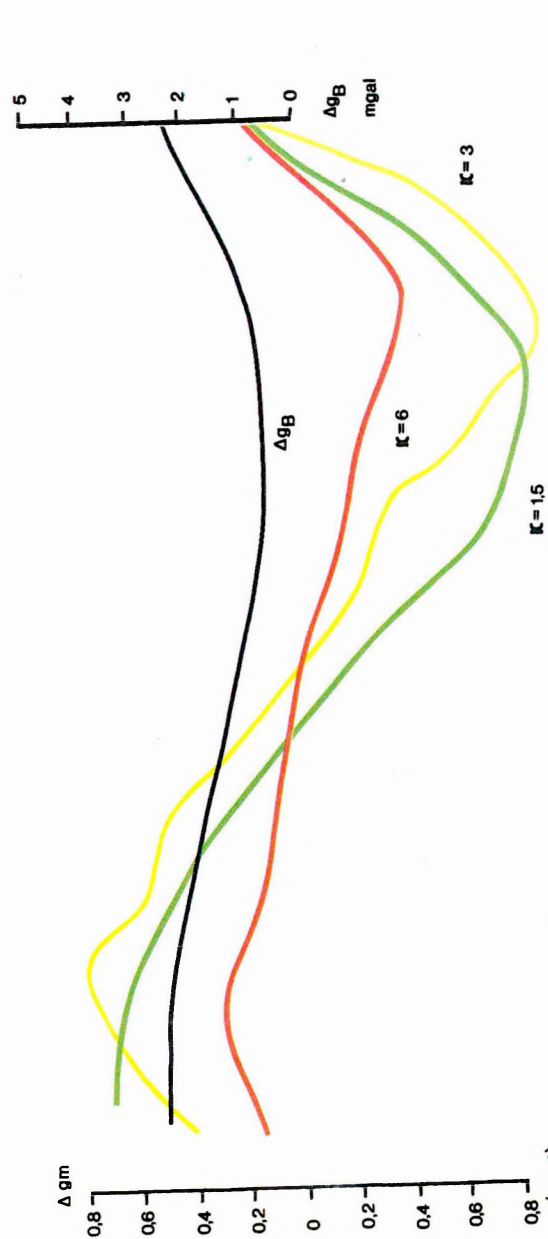
A geofizikai mérések kimutatták, hogy a Gyermelyi-árok aszimmetrikus, Ny-ról K felé haladva vetők mentén fokozatosan mélyül a medencealjzat, majd egy nagy elvetési magasságú vetővel K-en ismét kiemelkedik. Ezt a 6. ábrán látható gravitációs szelvények és a felvetett oldal mélységéhez képest nagy adó-vevő távolsággal végzett elektromágneses szondázások torzulásai is jelzik. A területen eddig mélyített fúrások eocén képződményeket nem harántoltak, s a Maxi-Probe szelvényeken sem találtunk olyan eocénra utaló (vékony nagy fajlagos ellenállású réteg) nyomokat, amelynek a fúrásos kutatása indokolt lenne az előkutatás fázisában.

*c) Komplex szén- és bauxit előkutatás a bajna-epöli területen***

A bajna-epöli területen a korábban mélyített fúrások közül több harántolt eocén képződményeket, így a terület eocén szénre és bauxitra egyaránt perspektivikus. A MÁFI és az ELGI 1986-ban összehangolt szén- és bauxitelőkutatást kezdett a területen. Az előkutatás első lépéseként 100×100 méteres hálózatban gravitációs mérést végeztünk a terület fő szerkezeti elemeinek megismerésére és a nagyobb felbontóképességű geofizikai módszerek telepítésére.

* Mészáros I.

** Pataky N., Rezessy G., Farkas I.



6. ábra. Maxi-Probe elektromágneses szelvény (Gyermely)
a gravitációs Bouguer- és maradék-anomália görbéekkel

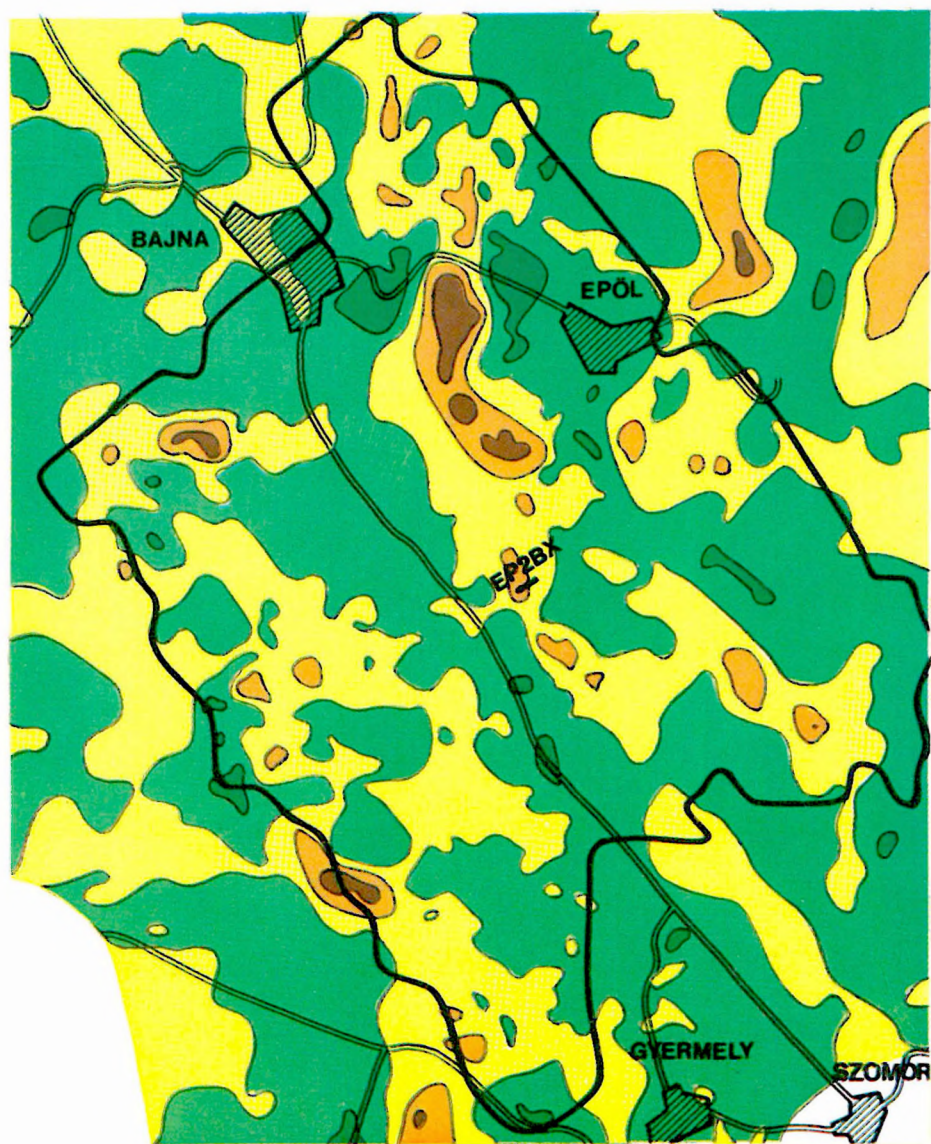
1 — oligocén agyag, agyagmárga; 2 — meszes homokos kifejlődésű oligocén; 3 — triász fődolomit

Fig. 6. Maxi-Probe EM section with gravity Bouguer- and residual anomaly profiles (Gyermely)

1 — Oligocene clay, clayey marl; 2 — Oligocene of calcareous-sandy facies; 3 — Triassic dolomite

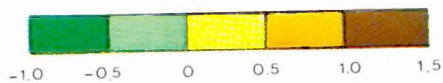
Рис. 6. Электромагнитный профиль Макси-Проб по участку Дьермей с кривыми Буге и остаточных гравитационных аномалий:

1 — глины и глинистые мергели олигоцена; 2 — олигоцен в мергелисто-песчанистой фации; 3 — главный доломит триаса.



0 1km

1 EP2BX



7. ábra. Gravitációs maradék-anomália térkép ($z = 3$), Bajna–Eörl
1 — Maxi-Probe szelvény

Fig. 7. Gravity residual anomaly map ($z = 3$), Bajna–Eörl
1 — Maxi-Probe EM profile

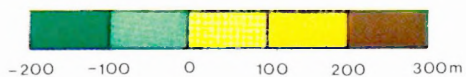
Рис. 7. Карта остаточных гравитационных аномалий ($z = 3$) по участку
Байна–Эпель :
1 — профиль Макси-Проб.



0 1km

1

2 EP2BX



8. ábra. A triász időszaki medencealjzat gravitációs optimalizációval számított mélységtérképe (felszíntől), Bajna–Epöl

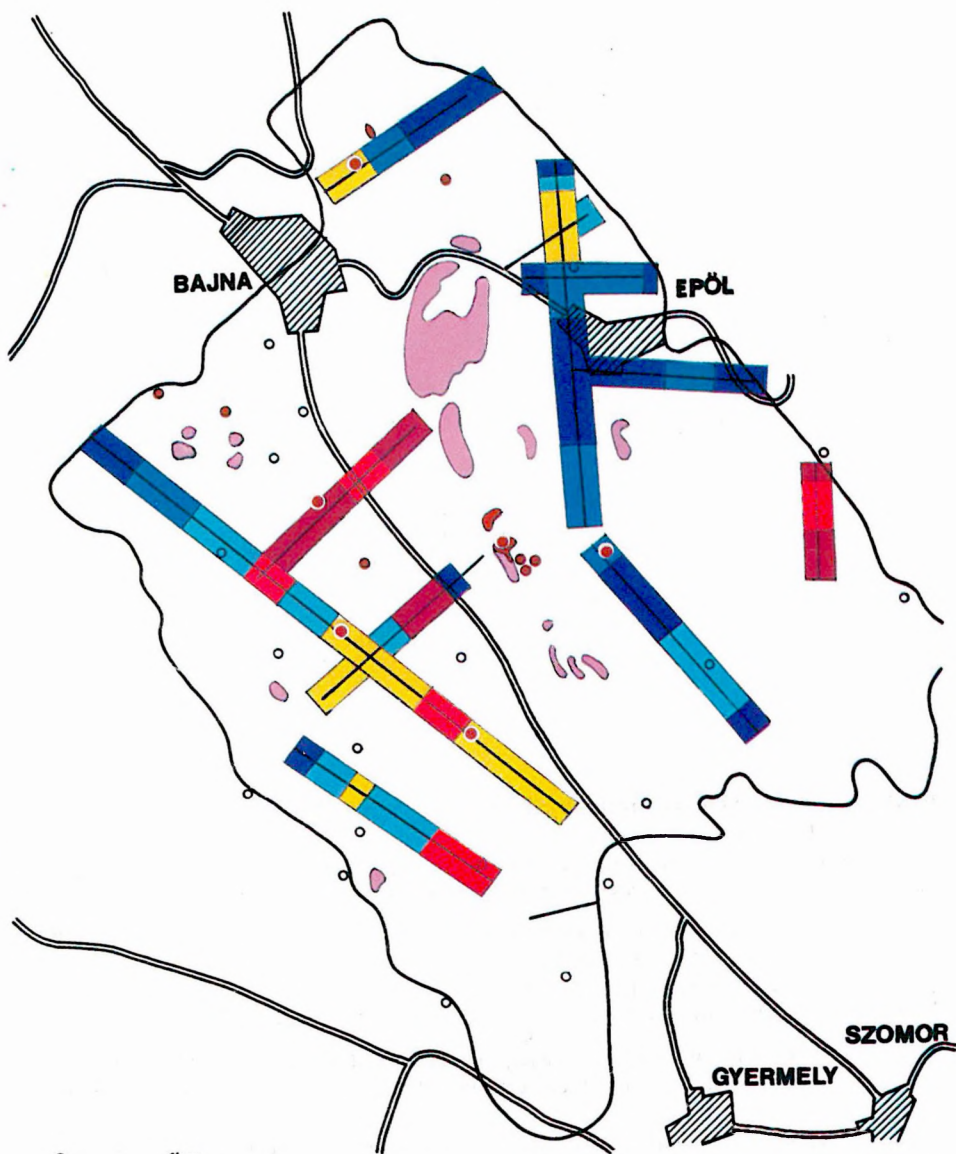
1 — felsőtriász képződmények a felszínen; 2 — Maxi-Probe szelvény

Fig. 8. Contour map of Triassic basement, computed by gravity optimization, Bajna–Epöl

1 — Upper Triassic on the surface; 2 — Maxi-Probe EM profile

Рис. 8. Карта глубин залегания триасового фундамента участка Байна–Эпёль, рассчитанная по данным оптимализации данных гравиразведки:

1 — верхнетриасовые образования на поверхности; 2 — профиль Макси-Проб.



0 1km

1 2 3 4 5



50 30 0 -30 -50 m

9. ábra. A gravitációs optimalizált mélységtérkép eltérése a referencia adataktól, Bajna-Epöl

1 — triász a felszínen; 2 — eocén a felszínen; 3 — eocént harántoló fúrás; 4 — eocént nem harántoló fúrás; 5 — 1975. évi szeizmikus refrakciós szelvény nyomvonala

Fig. 9. Difference between depths obtained by gravity optimization and reference data, Bajna-Epöl

1 — Upper Triassic on the surface; 2 — Eocene on the surface; 3 — borehole penetrating Eocene; 4 — borehole without Eocene; 5 — refraction seismic profile (1975)

Рис. 9. Отклонения карты глубин по данным оптимализации данных гравиразведки участка Байна-Эпёль от фактических данных по глубинам.

1 — триасовые отложения на поверхности; 2 — эоценовые отложения на поверхности; 3 — скважина с эоценовыми отложениями; 4 — скважина без эоценовых отложений; 5 — профиль сейсморазведки МПВ 1975 года.

A 7. ábrán a $\kappa=3$ szűrővel készült maradék-anomália térkép látható. Ha egy kutatási területen fúrási vagy szeizmikus adatokból több ponton ismerjük a nagy sűrűségű medencealjzat mélységét, akkor a Bouguer- és a maradék-anomália térképek alkalmas kombinációja segítségével olyan mélységtérképet szerkeszthetünk, amely optimálisan illeszkedik a kiinduló mélységadatokhoz. A pontszerű mélységadatok és a hozzájuk tartozó gravitációs anomália értékek segítségével egy mélységfüggvényt határozunk meg, s ezzel a mélységfüggvény-nel számolunk az egész területen. Ezzel az eljárással kaptuk a 8. ábrán bemutatott mélységtérképet. A mélységfüggvény korrekt alkalmazhatóságának fel-tétele, hogy a kutatási területen a medencealjzat fölötti üledék sűrűsége állandó legyen. Ez a feltétel esetünkben nem teljesül, mivel a medencealjzat mélységé-nek nagymértékű változásait rétegtömegváltozások és fáciesváltozások követik a fedőben, ami sűrűségváltozással is jár.

Feltételeztük, hogy ha térképen ábrázoljuk (9. ábra) a számított és bemenő mélységadatok különbségét a bemenő mélységadatok helyén, akkor követke-ztetni lehet a fedőösszlet sűrűségváltozására. Például a bauxit- és szénkutatás számára nagyon fontos mészköves kifejlődésű eocén összlet megjelenése a fedőben sűrűségnövekedést okoz, s ezáltal a számított érték kisebb a szeizmi-kus szelvényekből kapott mélységnél. A megszerkesztett eltéréstérkép és az eocén képződmények elterjedésére vonatkozó jelenlegi ismereteink között azonban nincs meg a várt egyezés. Tekintettel arra, hogy ezt a számítási eljá-rást korábban nagyobb mélységű medencék kutatásánál alkalmaztuk, a jel-lemző gerecei aszimmetrikus árkos-sasbércecs, kibúvásos felépítésre modell-vizsgálatokat végzünk. Ezek eredményeit a terület tovább kutatásánál fel fog-juk használni.

A területen néhány paraméterfúrást is mélyítettek, amelyek közül egy jó minőségű barnaköszenet és szürke bauxitot harántolt sekély mélységben. A fúráson keresztül dőlésirányban mért Maxi-Probe szelvény a 10. ábrán látható. A szelvény mentén a triász medencealjzat, az eocén molluszkás márga és az alveolinás mészkő felszínét tudtuk követni. A széntelep dőlése a szelvényen a fúrásban mért dőléssel megegyezően 30° -nak adódott.

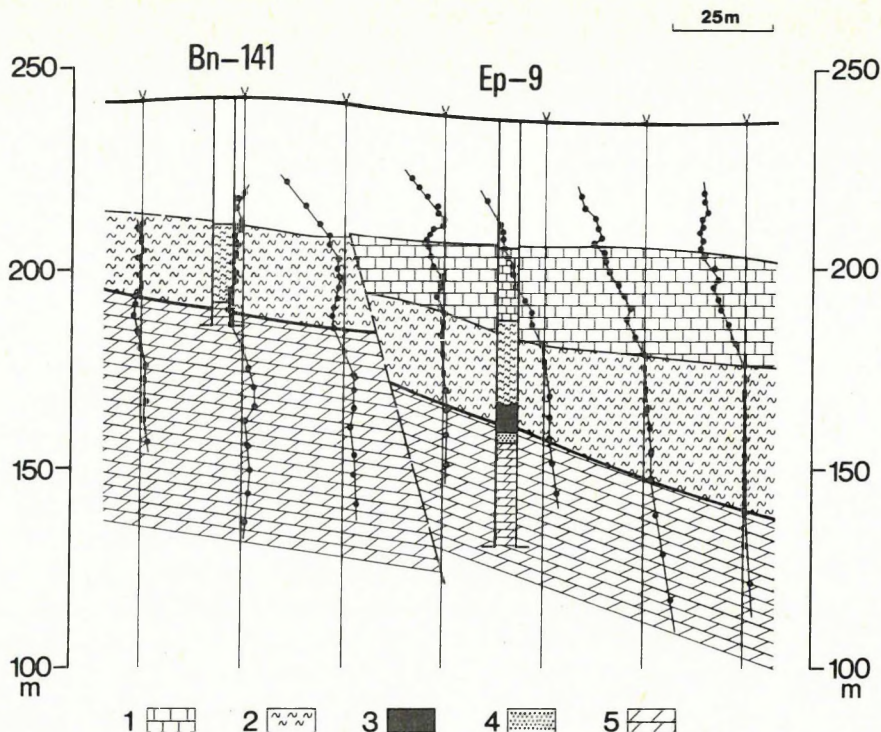
A terület előkutatása 1987-ben folytatódik.

d) A Dunántúli-középhegység eocén barnaköszén előkutatásáról

*Mór-É**

A területen az előkutatási fázis első lépéseként a 11. ábrán körülhatárolt területen belül 200×200 m-es hálózatban gravitációs méréseket végeztünk. A mérési hálózat É-on és ÉK-en csatlakozik a Pusztavám-Oroszlány környéki gravitációs mérések 10 állomás/ km^2 pontsűrűséggel felmért területéhez, K-en a medencealjzat kibúvásaihoz, D-en és Ny-on a balinkai bányaterülethez. A

* Hoffer E.



10. ábra. Maxi-Probe elektromágneses szelvény (Ep2x), Bajna–Epöl

1 — eocén alveolinás mészkő; 2 — eocén molluszkás márga; 3 — széntelep; 4 — bauxit; 5 — triász dachsteini mészkő

Fig. 10. Maxi-Probe EM frequency sounding section (Ep2x), Bajna–Epöl

1 — Eocene alveolina limestone; 2 — Eocene mollusk marl; 3 — coal seam; 4 — bauxite; 5 — Triassic Dachstein limestone

Рис. 10. Электромагнитный профиль Макси-Проб Ep2x по участку Байна–Эпёль:

1 — альвеолиновые известняки эоцена; 2 — моллюсковые мергели эоцена; 3 — угольная залежь; 4 — бокситы; 5 — дахштейнский известняк триаса.

mérések eredményeként a gravitációs felmértség 25 állomás/km², ami az elő-kutatási fázis tervezett fúrási és geofizikai tevékenységének befejezésekor jó közelítésű mélységterkép szerkesztését teszi lehetővé. A bemutatott maradék-anomália térképen jól felismerhetők a Dunántúli-középhegységre jellemző ÉK–DNy, ill. ÉNy–DK-i szerkezeti főirányok, de ezek mellett és ezeket tagolva kisebb szerkezeti egységek is láthatók elsősorban a kutatási terület K-i részén.

Lencsehegy–D**

A reménybeli eocén szénterületen az 1985-ben végzett szeizmikus reflexiós mérések alapján telepített K-24 és K-25 jelű kutatófúrás igazolta a terület

** Gúthy T., Molnár I.

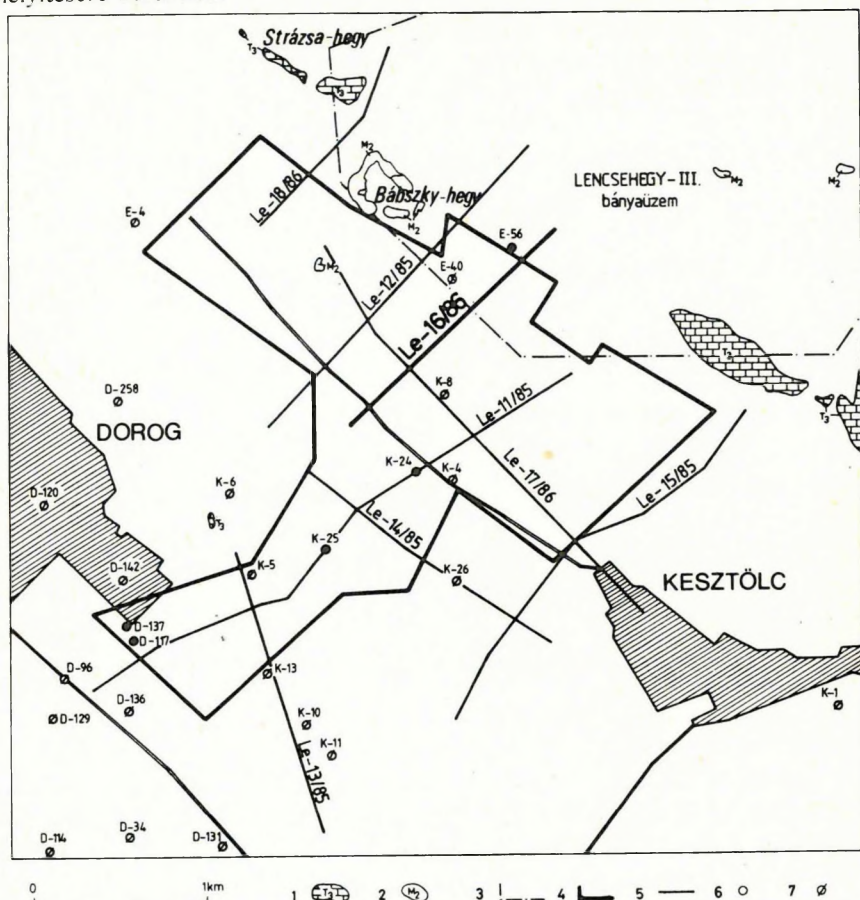


11. ábra. A Mór-É kutatási terület gravitációs maradék-anomália térképe

Fig. 11. Gravity residual anomaly map, Mór-North

Рис. 11. Карта остаточных гравитационных аномалий по участку Мор-Север:

produktivitását (1985. Évi Jelentés). 1986-ban a reflexiós vonalhálózat sűrítésével befejeztük a terület geofizikai előkutatását (12. ábra). A mérési eredmények alapján a széntelep elterjedésének vizsgálatára további kutatófúrások mélyítésére kerül sor.



12. ábra. A Lencsehegy-D területen végzett szeizmikus reflexiós mérések helyszínrajza

1 — triász mészkő; 2 — miocén vulkáni képződmény; 3 — bányahatár; 4 — a kutatási terület határa; 5 — szeizmikus reflexiós vonal; 6 — produktív fúrás; 7 — meddő fúrás

Fig. 12. Location map of seismic reflection survey in the Lencsehegy-South area

1 — Triassic limestone; 2 — Miocene volcanics; 3 — limits of mining activity; 4 — boundary of the study area; 5 — seismic reflection profile; 6 — borehole with coal; 7 — borehole without coal

Рис. 12. План ситуации профилей сейсморазведки МОВ по участку Ленчехедь-Юг:

1 — известняки триаса; 2 — вулканические образования миоцена; 3 — контур шахтного поля; 4 — контур исследуемой площади; 5 — профиль сейсморазведки МОВ; 6 — продуктивная скважина; 7 — пустая скважина.

A reflexiók méréseket vibrátor csoportosítással, 18–31 Hz közötti kombinált, 14 s hosszúságú vibrojel alkalmazásával, 10 és 20 m-es geofonközszel, 12-szeres fedéssel végeztük. A mérések egyrészt a Bábszky-hegy–Strázsa-hegy vonalában húzódó, 300–600 m-es fővető és előterének (Le-16/86, Le-18/86), másrészt az erre közel merőlegesen elhelyezkedő gravitációs minimumzóna DNy-i részének (Le-11/B/86) vizsgálatára történtek. Az 1986. évi mérésekből a terület központi részén haladó, a lencsehegyi működő bányauzem és a Lencsehegy–D kutatási terület között levő fővetőt harántoló Le-16/86 szelvényt mutatjuk be (13. ábra). A szelvény elején, 800 m-ig, a harmadidőszaki medencealjzat felszíne egy kisebb vetőtől eltekintve nyugodt településű. A fővető előterében három kisebb amplitúdójú (10–30 m) vető harántolja a triász időszaki és eocén korú képződményeket. A levett szárnyon az eocén összlet jelenlétét analógia alapján a Le-11/85 szelvényen levő hasonló szerkezeti helyzet és a K-24 fúrás produktivitása miatt valószínűsíthetjük. Az 1100 és 1270 m-es szelvénykarók között elhelyezkedő fővető elvetési magassága számításaink szerint 350 m.

1.1.2 A Kisalföld regionális, komplex geofizikai kutatása*

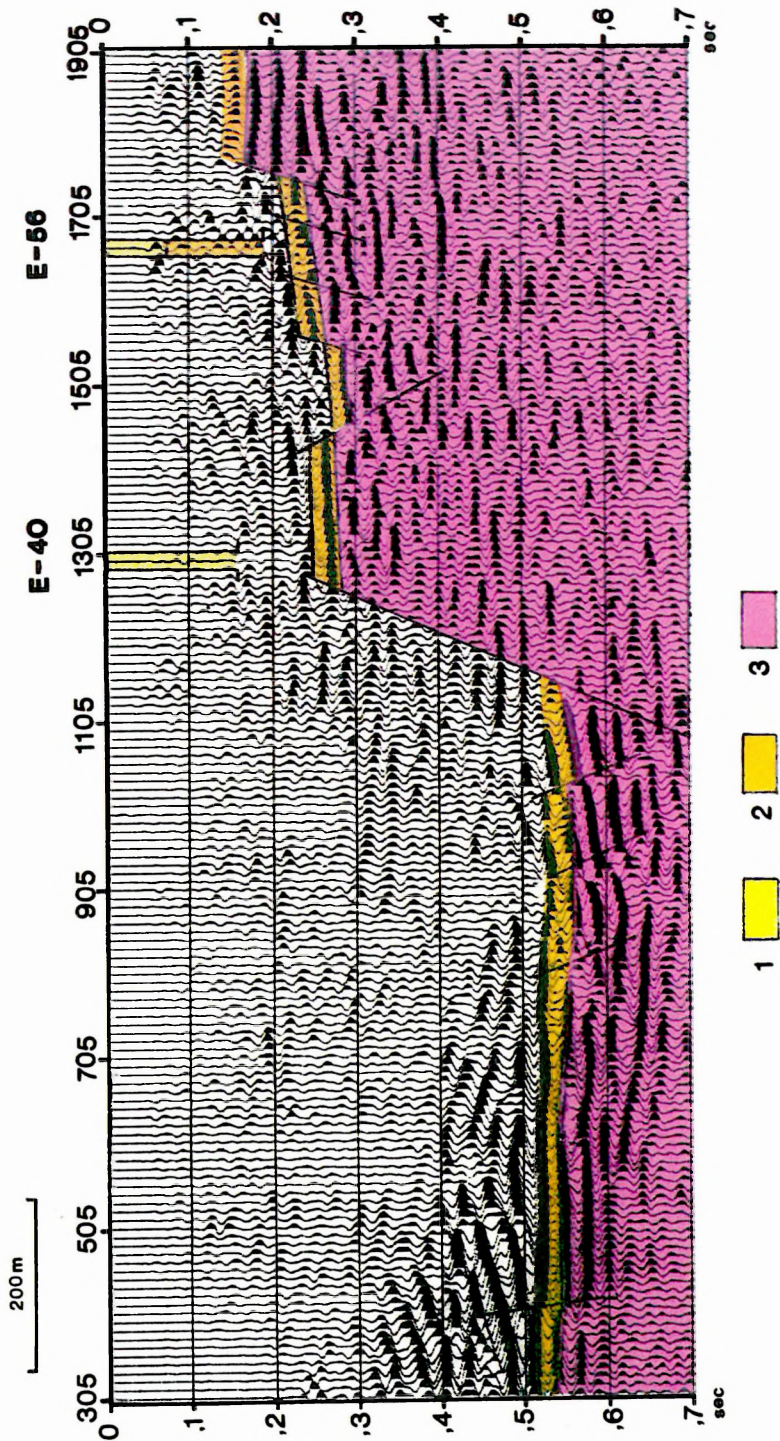
Az 1982-ben megindított Kisalföld program három mélységtartományra kiterjedő, átnézetes, komplex geofizikai vizsgálatai tervszerűen haladnak. A mérések előrehaladását a 14. ábrán szemléltetjük. Alábbiakban az 1985. évi mérések néhány eredményét adjuk közre.

A) Mélyszerkezeti kutatás

A tellurikus mérések eredményeit — az anizotrópia ellipszisekkel együtt szerkesztett — izoarea térkép szemlélteti (15. ábra). A térkép előállításánál felhasználtuk az ELGI korábbi, valamint az MTA GGKI-nek a Fertőd–Nagycenk vonaltól ÉNy-ra végzett méréseit is. Az izoarea térkép nagy vonalakban a harmadkori medence aljzatának mélységviszonyait tükrözi. Részletektől eltekintve a terület nagy részén jellemző a gravitációs és a tellurikus térképek jó egyezése, azaz itt a medence aljzata nagy sűrűségű és nagy fajlagos ellenállású fedő neogén és pleisztocén összletekhez képest. Ez a megállapítás a Kőszegtől D-re levő kibúvás területén kétségbe vonható, ugyanis az izoarea értékek nem aljzatképződést jeleznek; valószínűbb, hogy ott az aljzatképződések fajlagos ellenállása kisebb, mint a terület más részein.

A térképen jól felismerhetők az ÉK–DNy-i, ill. ÉÉK–DDNy-i csapásirányú medencék, ill. aljzatkiemelkedések pásztái. Így a térkép DK-i sarkában látható relatív maximum az ismert Mihályi-szerkezet része. Ny felé haladva, a térké-

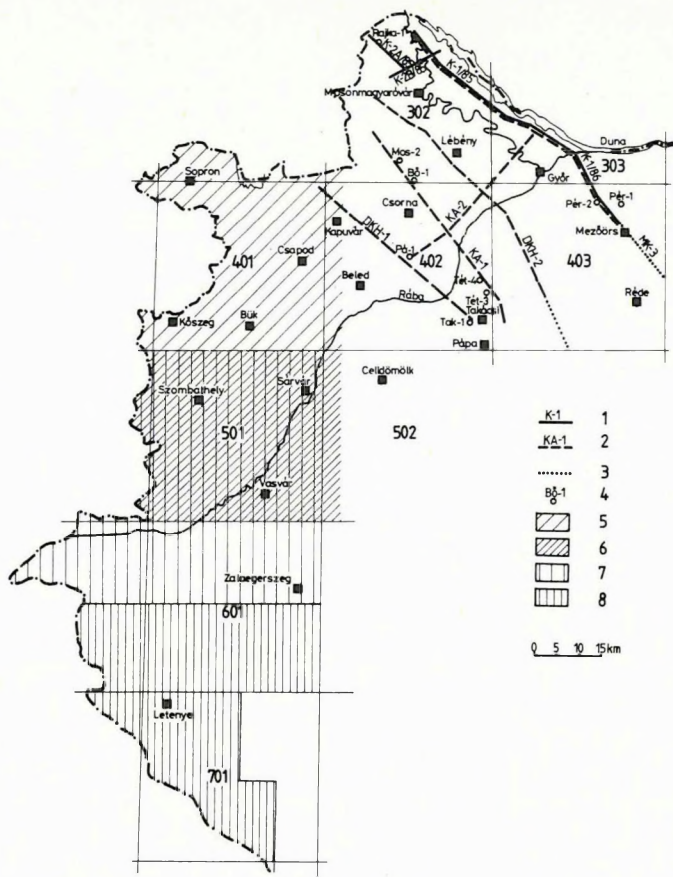
* Dudás J., Fejes I., Hobot J., Nemesi L., Pápa A., Varga G.



13. ábra. Le-16/86 migrált reflexiós időszelvény
1 — oligocén; 2 — eocén; 3 — triász

Fig. 13. Le-16/86 migrated reflection time section
1 — Oligocene; 2 — Eocene; 3 — Triassic

Рис. 13. Временной профиль сейсморазведки МОВ Le-16/86 со смещением:
1 — олигоцен; 2 — эоцен; 3 — триас.



14. ábra. A Kisalföld kutatásának helyszínrajza

1 — szeizmikus szelvények (1985–86); 2 — MT szelvények (1984–85–86); 3 — korábbi szeizmikus és MT szelvények; 4 — jellegzetes fúrás; 5 — tellurikus és VES–GP mérések 1985-ben; 6 — VES–GP mérések 1986-ban; 7 — mérnökgeofizikai vizsgálatok 1985-ben; 8 — mérnökgeofizikai vizsgálatok 1986-ban

Fig. 14. Location map of the integrated geophysical survey in the Danube–Rába lowland

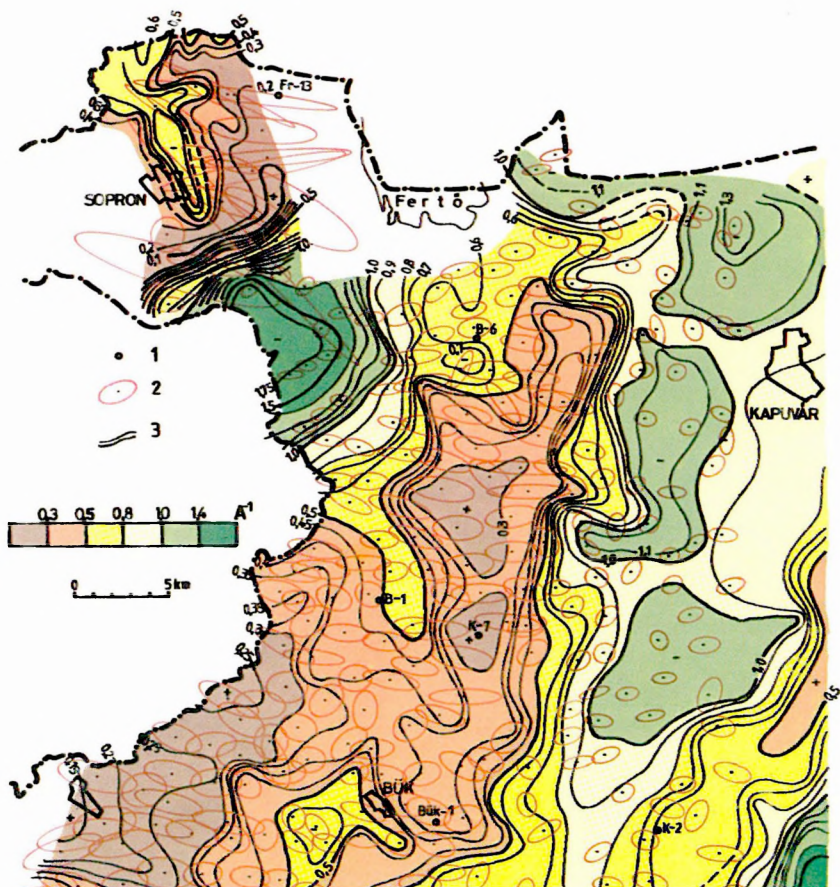
1 — seismic profiles of 1985–86; 2 — magnetotelluric profiles of 1984–86; 3 — earlier seismic and magnetotelluric profiles; 4 — characteristic borehole; 5 — telluric and VES–IP measurements in 1985; 6 — VES–IP measurements in 1986; 7 — engineering geophysical investigation of 1985; 8 — engineering geophysical investigation of 1986

Рис. 14. План ситуации геофизических работ в Малой Венгерской впадине:

1 — профили сейсморазведки за 1985–1986; 2 — профили МТЗ за 1984–1986; 3 — профили сейсморазведки и МТЗ более ранних лет; 4 — характерная скважина; 5 — теллурические измерения и ВЭЗ–ВП 1985 г.; 6 — ВЭЗ–ВП в 1986 г.; 7 — инженерно-геофизические изыскания в 1985 г.; 8 — инженерно-геофизические изыскания в 1986 г.

pen szembetűnő a Csapodi-árok néven ismert 3000–4000 m mélységű süllyedék, majd a térkép legmarkánsabb szerkezeti eleme, a Fertőd–Pinnye–Bük-i maximumsor, azaz a fúrásokkal feltárt aljzatkiemelkedés, ill. magasrög-vonulat. Halványabban, de körvonalazható a gravitációs térképekről ismert Csepregi-medence. Egyértelműen jelentkezik az izoarea képen a Kőszeg környéki és a határmenti mezozoos metamorfitek kiemelt helyzetű sora. A térkép ÉNy-i részének leglényegesebb anomáliája a Nagycenki-medence, ahol 2000 m mélységet valószínűsítő area-értékeket találunk. Újszerű ez az eredmény, mert az MK-1 alapszelvényen túlmutatóan az izoarea térkép a medence térbeli kiterjedését is jellemzi, ami a korábbi kiadványokból így nem volt ismeretes. E medencétől ÉNy-i irányban az aljzat egy nagy vetővel felszínközébe kerül. Ezen belül Sopron térségében egy lokális minimum jelzi a Sopronkőhidai-medencét. A kiemelt aljzatú területek peremrészein az anizotrópia ellipszisek nagysága és irányai (merőlegesek a gerincekre) érzékeltetik legszemléletesebben a szerkezeti főirányokat.

A *magnetotellurikus szondázások* (MTS) területileg néhány térképlappal lemaradva követik a tellurikus méréseket. A kisalföldi program keretében 1986-ig bezárólag öt MT szelvényt mértünk, amelyek többsége a korábbi alapszelvények — így az MK-1, MK-3, DKH-2, DKH-1 — ÉNy-i meghosszabbításának is tekinthető 14. ábra. A következőkben az MT kiértékelés eredményét mutatjuk be a korábbi méréseket is tartalmazó ábrán (16. ábra). A medence geoelektromos felépítése a szelvények alapján azonos: felszínközeli, néhányszor 10 m vastagságú, változó ellenállású rétegsor alatt 1000–3000 m összvastagságú, 14–40 Ωm közötti átlagellenállású képződmények vannak (felsőpannóniai), amelyek alatt 2,5–9,0 Ωm -es — MT szempontjából — egynemű összlet mutatható ki, ami a nagyobb ellenállású (40–200 Ωm) geoelektromos aljzatig tart. Közös sajátossága a szelvényeknek, hogy azok DK-i végein az aljzaton belül 1–4 Ωm -es jólvezető képződmény jelenik meg. A *geoelektromos aljzat* DK-ről ÉNy-i irányban mélyül, a Rába folyó vonalában minden szelvényben meghaladja a 3000 métert. Legnagyobb mélység a DKH-2 szelvény Lébény körüli szakaszán (7000 m), illetve az 1984. Évi Jelentésben bemutatott MK-3 szelvény Szigetköz D-i szakaszán jelentkezett (9000 m). A geoelektromos aljzat földtani azonosítására csak a kiemelt helyzetű területeken van lehetőség. A mihályi, takácsi, téti, ill. a mosonszentjánosi fúrások rétegsora alapján e területeken a geoelektromos aljzat a feltárt paleozoos képződmények felszínének felel meg. Az ellenállás adatok alapján valószínű, hogy a 30–100 Ωm -es képződmények paleozoos korúak a mélyzónákban is, míg a szelvények DK-i részén a 100 Ωm -es vagy annál nagyobb ellenállású képződmények mezozoosnak értelmezhetők. A medencealjzaton belül a szelvények DK-i szakaszán — a korábbi MK-1 és MK-3 szelvényhez hasonlóan — kimutatható a Dunántúli-középhegység területén ismert jólvezető képződmény, amely a Rába vonalában kiékelődik.



15. ábra. Tellurikus izoarea térkép a 401-es lapról

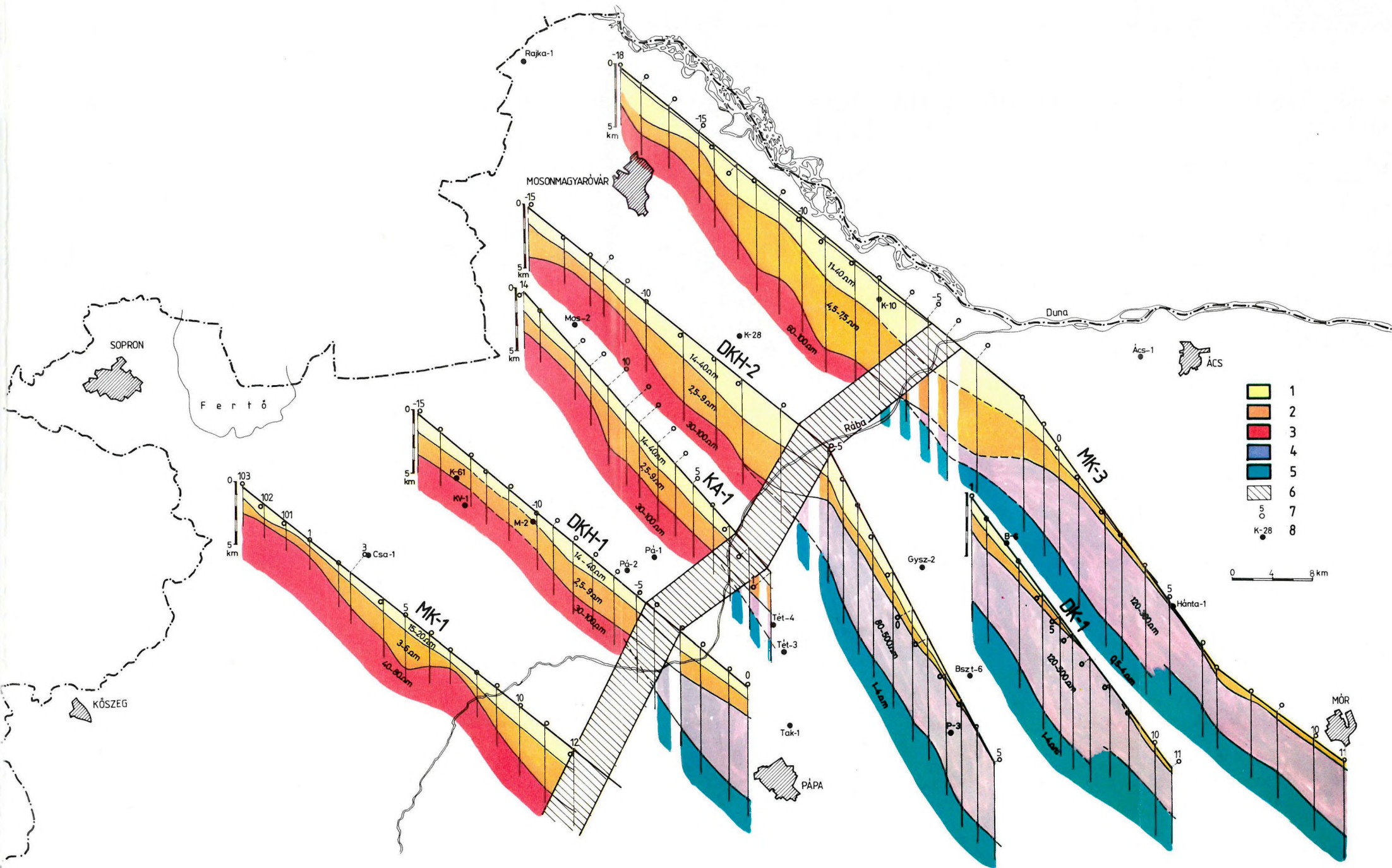
1 — mélyfúrások; 2 — anizotrópia ellipszisek; 3 — izoarea vonalak

Fig. 15. Telluric isoarea map of sheet 401

1 — borehole; 2 — anisotropy ellipses; 3 — isoarea isolines

Рис. 15. Карта теллурических изоареалов по листу 401:

1 — скважина; 2 — эллипс анизотронии; 3 — линии изоареалов.



16. ábra. A Kisalföld magnetotellurikus szelvényei

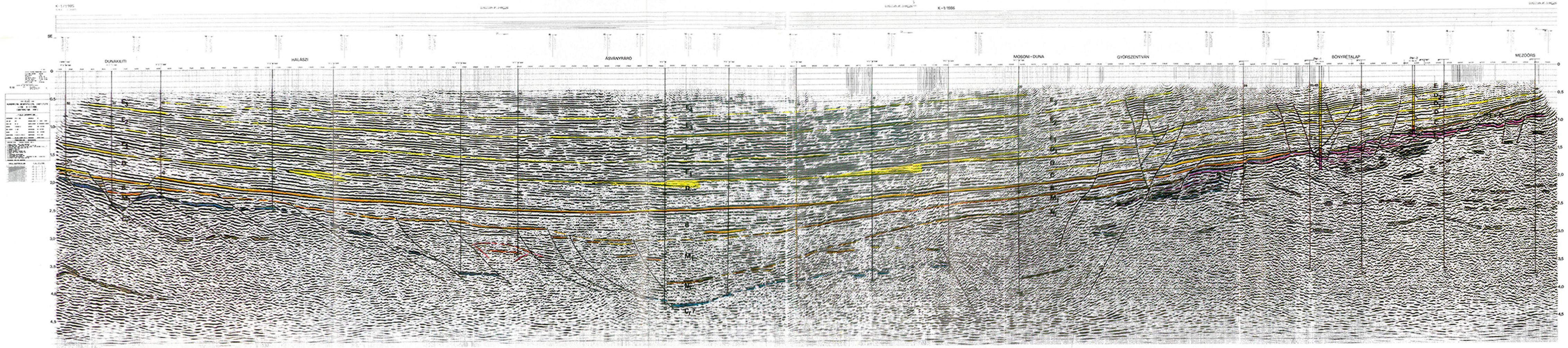
1 — pleisztocén, felsőpannon; 2 — alsópannon, miocén; 3 — paleozoos aljzat; 4 — mezozoos aljzat; 5 — jólvezető képződmény; 6 — Rába-vonal; 7 — MTS mérési pont; 8 — mélyfúrás

Fig. 16. Magnetotelluric profiles of the Danube-Rába lowland

1 — Pleistocene, Upper Pannonian; 2 — Lower Pannonian, Miocene; 3 — Palaeozoic basement; 4 — Mesozoic basement; 5 — conductive layer; 6 — Rába line; 7 — MT sounding; 8 — borehole

Рис. 16. Профили МТЗ по Малой Венгерской впадине:

1 — плейстоцен и верхний паннон; 2 — нижний паннон и миоцен; 3 — палеозойский фундамент; 4 — мезозойский фундамент; 5 — проводящее тело; 6 — линия Рабы; 7 — точка МТЗ; 8 — скважина.



- Jelmagyarázat
- 1 Cr
 - 2 T₃
 - 3 N₁
 - 4 E-O
 - 5 M₁
 - 6 B.C.D
 - 7 D₁D₂E₁E₂E₃E₄
 - 8
 - 9
 - 10
 - 11
 - 12
 - 13
 - 14
 - 15
- 28
78
250

17. ábra. K-1/85-86 migrált reflexiós időszelvény

1 — intrúzió test; 2 — Alpitípusú egység képződményei; 3 — Bakony-típusú egység képződményei; 4 — alázatban korrelált reflexiók; 5 — ismeretlen korú medenceüledék; 6 — paleogén képződmények; 7 — pannonnal idősebb képződmények; 8 — alsópannon szeizmikus egységek; 9 — felsőpannon szeizmikus egységek; 10 — diszkordancia; 11 — vető; 12 — feltételezett vető; 13 — ráckelődés; 14 — magnetotellurikus mérési pont; 15 — magnetotellurikus határfelület és fajlagos ellenállás (Ωm)

Fig. 17. K-1/85-86 migrated reflection time section

1 — intrusive body; 2 — formations belonging to the Alpien unit; 3 — formations belonging to the Bakony unit; 4 — reflections from the basement; 5 — basin filling of unknown age; 6 — Palaeogene; 7 — Miocene, older than Pannonian; 8 — seismic sequences of Lower Pannonian; 9 — seismic sequences of Upper Pannonian; 10 — discordance; 11 — fault; 12 — presumed fault; 13 — onlap; 14 — magnetotelluric station; 15 — magnetotelluric horizon with resistivity in Ωm

Рис. 17. Временной разрез сейсморазведки МОВ К-1/85-86 со сменением:

1 — интрузивное тело; 2 — образования Альпийской единицы; 3 — образования Баконьской единицы; 4 — скоррелированные отражения внутри фундамента; 5 — отложения неизвестного возраста в составе чехла; 6 — палеогеновые образования; 7 — допаннонские образования; 8 — нижнепаннонские сейсмические единицы; 9 — верхнепаннонские сейсмические единицы; 10 — несогласие; 11 — сброс; 12 — предполагаемый сброс; 13 — выклинивание горизонта; 14 — точка МТЗ; 15 — граница по МТЗ и удельное сопротивление в ом.

A medencealjzatra települő kisellenállású (2,5–9,0 Ω m) képződmény geoelektromosan egynemű összletként jelentkezik. Néhány nagyobb mélységű területi fúrás (Bősárkány, Pásztori) alapján földtanilag ez az összlet tartalmazza az alsópannont, és ahol van, ott miocén képződményeket is, amelyeknek a különböző földtani kor ellenére hasonló az elektromos vezetőképességük. Ezen összlethez tartozó MT görbeágakon határozott irányfüggés figyelhető meg, amely olyan regionális szerkezeti határt jelent, ami csak a közeljövőben alkalmazásba vehető, kétdimenziós MT modellszámítással határozható meg.

*Szeizmikus reflexiós szelvény*rel harántoltuk a Kisalföld medencéjének legmélyebb részét, a Kis-Kárpátok DK-i előterétől a Szigetköz hossz tengelyében a Dunántúli-középhegység ÉNy-i pereméig (14. ábra). A szeizmikus szelvény nyomvonalával közel azonos az 1984. Évi Jelentésben bemutatott MK-3 földtani alapszelvény ÉNy-i meghosszabbításaként mért magnetotellurikus szelvény, amelynek néhány eredményére a szeizmikus szelvény elemzése kapcsán visszautalunk. A K-1/85–86 reflexiós szelvényben (17. ábra) kimutatott vezérszintek földtani korrelációját a Rajka-1 és a Pér-1, Pér-2 fúrás adatai alapján végeztük. A Rajka-1 fúrásban a neogén medencealjzatot az alsó kelet-alpi takarórendszer soproni kirstályos palaösszlet képződményei alkotják. Az összlet belső tagoltságát jelzi a K-2B/85 és K-1/85–86 szelvény kereszteződésében 3,6–4,1 s-os időtartományban levő reflexiós felület, amelynek valódi dőlésszöge 40–45°, dőlésiránya D-DK-i. A felület a Kis-Kárpátok DK-i előtere felé emelkedik.

A bemutatott szelvény 6 km-es pontja környékén látható relatív aljzatkiemelkedés a mihályi rögvonulat É-i ellaposodó zónájába esik. A szelvény 20–23 km-es szakaszán 6–6,5 km-es mélységben jelöltük a Szigetközben jelentkező 220 nT-ás földmágneses anomália hatójának felszínét. A medencealjzat Ásványrárótól DK-re, a szelvény 30 km-es pontjában éri el legnagyobb mélységét (8,5–9 km).

Vámosszabadi és Györszentiván között a medencealjzat szeizmikus megjelenésében változás és igen nagy mélységű árok látszik. A változási zóna a 42–49,5 km-es szelvény szakaszra tehető. Ennek DK-i pereméhez kapcsolódva a medenceüledékek legfiatalabb tagozataiba is felnyúló vetők látszanak. A zónát az Alp típusú szerkezeti egység és a Bakony-egység érintkezési helyének tartjuk és a „Rába-vonal”-al azonosítjuk.

Györszentivántól DK-re a neogén medence aljzata normál vetők mentén emelkedik. Az MK-3/—2 és MK-3/—1 magnetotellurikus szondázási pontban a szeizmikus és a magnetotellurikus aljzat nem egyezik, ami a Bakony-egység márgás képződményeinek megjelenésére utalhat. A Bakony ÉNy-i szárnyán elterjedt paleogén összlet a szelvény 63–64 km-es szakasza között a triász földolomit aljzatra ékelődik.

A medenceüledékekben nagy szeizmosztratigráfiai egységek különíthetők el. A neogén összlet — legteljesebb kifejlődésben Ásványráró térségében — az

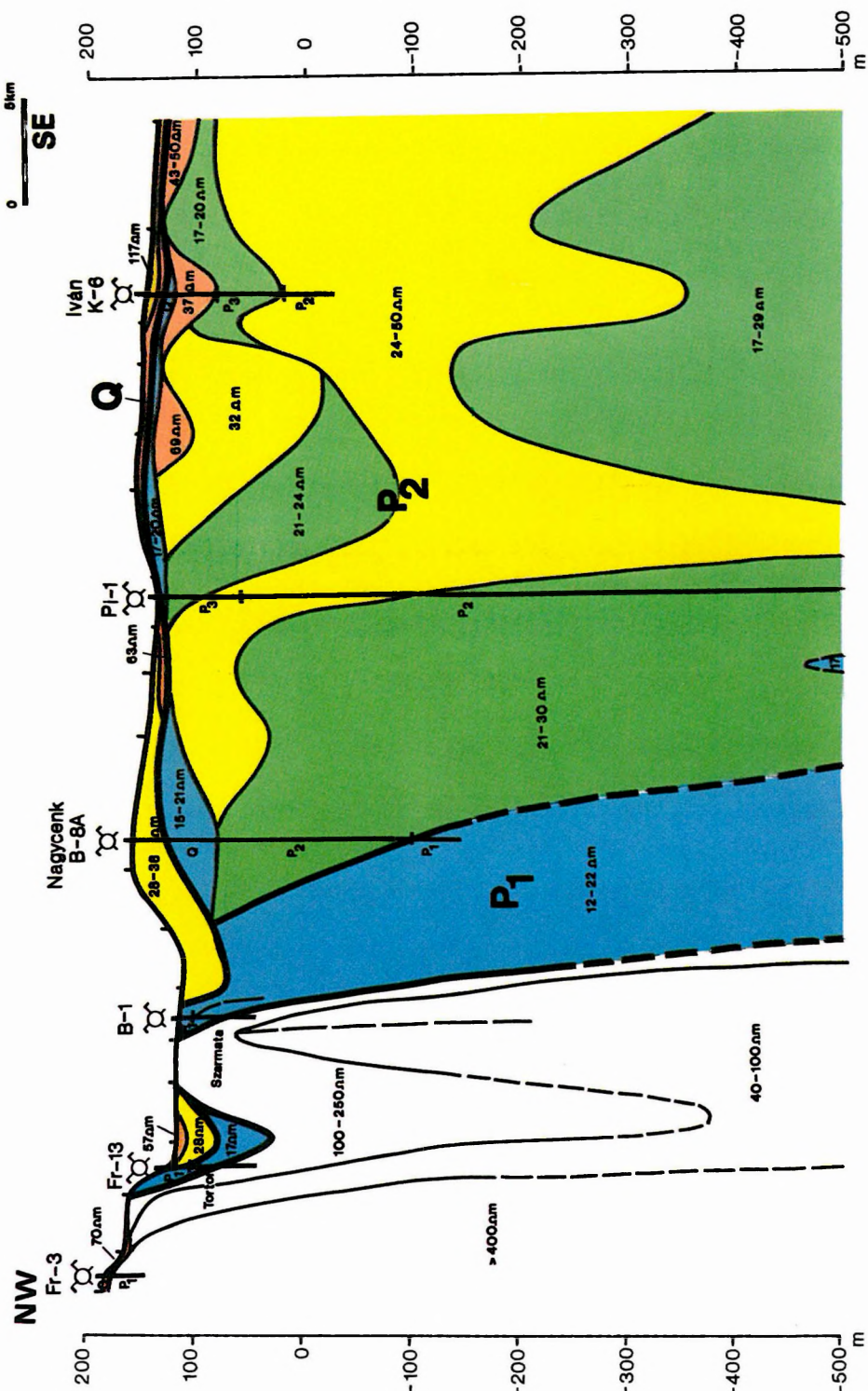
üledékes medence tengelyében jelentkezik. A N_1 egységet miocénnál idősebb medenceüledéknek tartjuk. Legnagyobb vastagságát a neogén medence tengelyétől DK-re éri el. Az összlet kivastagodása korrelációt mutat a Győr körzetében kialakuló tellurikus izoarea anomáliával. A szarmatánál idősebb miocén képződmények (M_1) becsült vastagsága 2300 m. Az elődelta és turbidites sorozat (B, C) vastagsága kb. 1600 m. A delta-lejtő és az előrehaladó delta-front (D) képződményeinek vastagsága 1000 m-re tehető. A D egység jellemző reflexiói az Alpok irányából végbement üledékbehordást jeleznek. A delta síksági fácies, a laguna fácies és a szárazföldi fácies (E) maximális vastagsága ~2800 m. A B–E sorozat mind pannóniai korúnak tételezhető fel. A medence tengelyében a pannóniai üledékek átlagos üledékképződési sebessége — üledék-tömörödéssel együtt — 0,4 mm/év értékűnek becsülhető. A jelenlegi kéregmozgásokat vizsgáló mérések Mosonmagyaróvár és Győr között 2 mm/év süllyedési anomáliát jeleznek.

B) Közepes mélységű mérések

A program szerint folytattuk a közepes mélységű — minimum 500 m, maximum 1000 m mélységig terjedő — kutatást kombinált VES–GP módszerrel. A feldolgozás pontosságát számítógép alkalmazása biztosította. A méréseket mesterséges eredetű zavar nem terhelte.

A mért VES–GP görbék a terület nagyobb részén változatos ellenálláskontrasztú, KHK típussal jellemezhetők. A pinnyei magasrögön HKQ és HAK, a mihályi kiemelkedésen pedig QHK típusú görbéket mértünk. A 401-es térképlap területén az üledékösszlet a korábbi területektől eltérően több geoelektromos rétegből áll. A bemutatott *geoelektromos rétegszlevény* (18. ábra) alapján a felszíni, felszínközeli rétegszlet területtől függően 1–4 rétegre bontható. A nagyobb rétegszám általában a vízfolyások környezetének mélyebb részein található. Ezek a pleisztocénhez, de részben már a felsőpannonhoz sorolhatók. Az alattuk található — már biztosan — felsőpannoniai rétegszletet általában 3 geoelektromos rétegsor alkotja, amely felépítésében hasonló a Kisalföldön a korábbi években megismerthez, azaz két kis ellenállású rétegsor között egy nagyobb ellenállású, homokban gazdagabb rétegsor van. Ezek közül a két felső a mélyebb zónákban összevontan jelentkezik. A felsőpannoniai összletek Ny felé, a kibúvások körzetében fokozatosan kiékelődnek. A kisebb ellenállású alsópannon csak az aljzat kibúvások környezetében kerül a mérések behatolási mélységének tartományába.

A Soproni-hegység előterében található miocén képződmények kisebb ellenállású tortonaira és nagyobb ellenállású szarmatára bonthatók. Az aljzatot itt a paleozoikum kristályos palái alkotják, amelyek erősen anizotrópok. A Kőszegi-hegység előterében az aljzat kis ellenállású grafitos, palás mezozoos (jura–alsókréta) metamorfítokból áll.



18. ábra. Közepes mélységű geoelektromos szelvény Sopron és Répcelak között

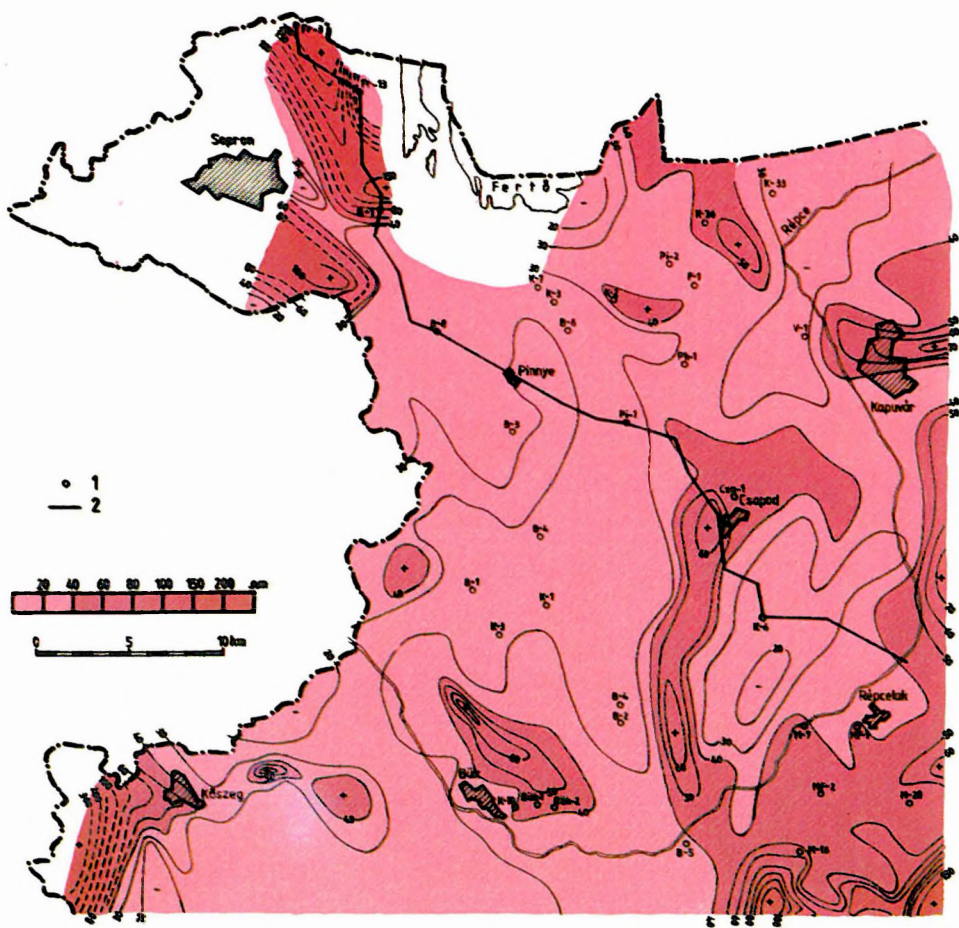
Q — pleisztocén rétegek; P₂, P₃ — felsőpannoniai összlet; P₁ — alsópannoniai összlet; fehér — pannonnál idősebb képződmény

Fig. 18. Geoelectric cross section of the medium depth range, between Sopron and Répcelak

Q — Pleistocene; P₂, P₃ — Upper Pannonian; P₁ — Lower Pannonian; white — older than Pannonian

Рис. 18. Среднеглубинный профиль электроразведки Шопрон–Репцелак:

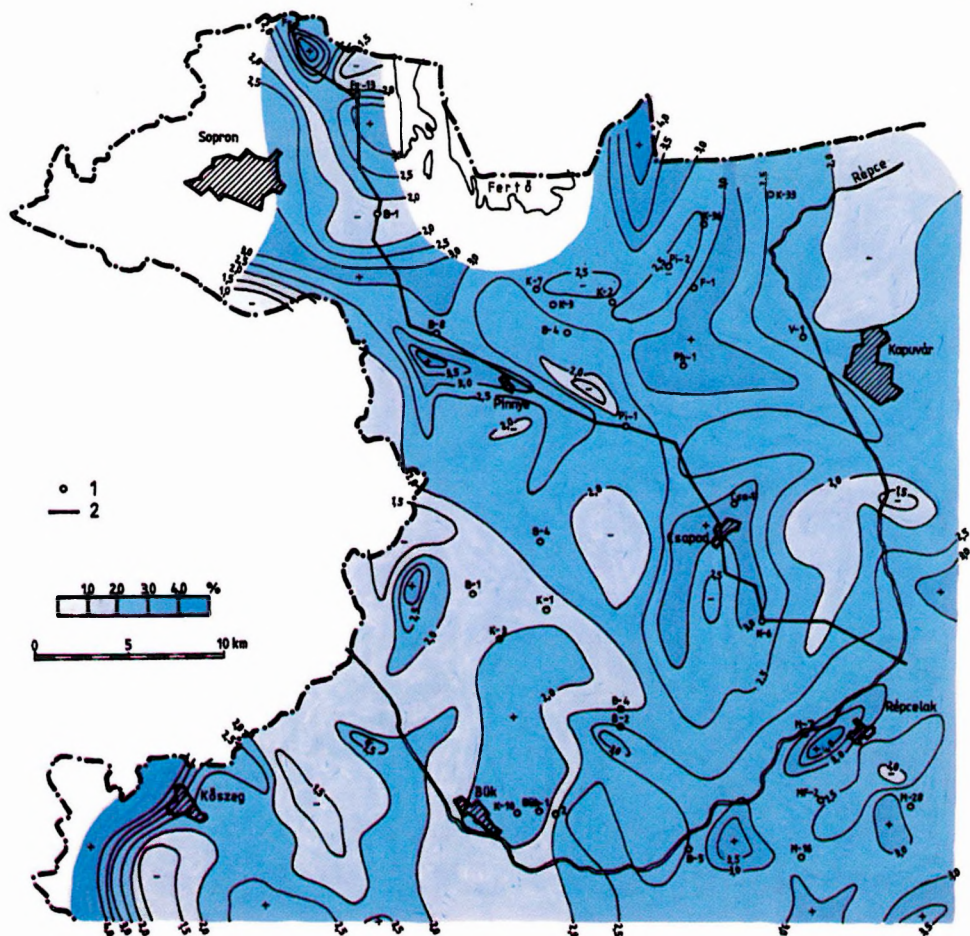
Q — плейстоцен; P₂, P₃ — верхний паннон; P₁ — нижний паннон; белое — допаннонские образования.



19. ábra. Átlagellenállás térkép 100 m mélységig
1 — mélyfúrás; 2 — geoelektromos szelvény vonala

Fig. 19. Average resistivity up to 100 m depth
1 — borehole; 2 — geoelectric profile

Рис. 19. Карта усредненных сопротивлений до глубины 100 м:
1 — скважина; 2 — линия профиля электроразведки.



20. ábra. Látszólagos polarizálhatóság térkép (AB=400 m)

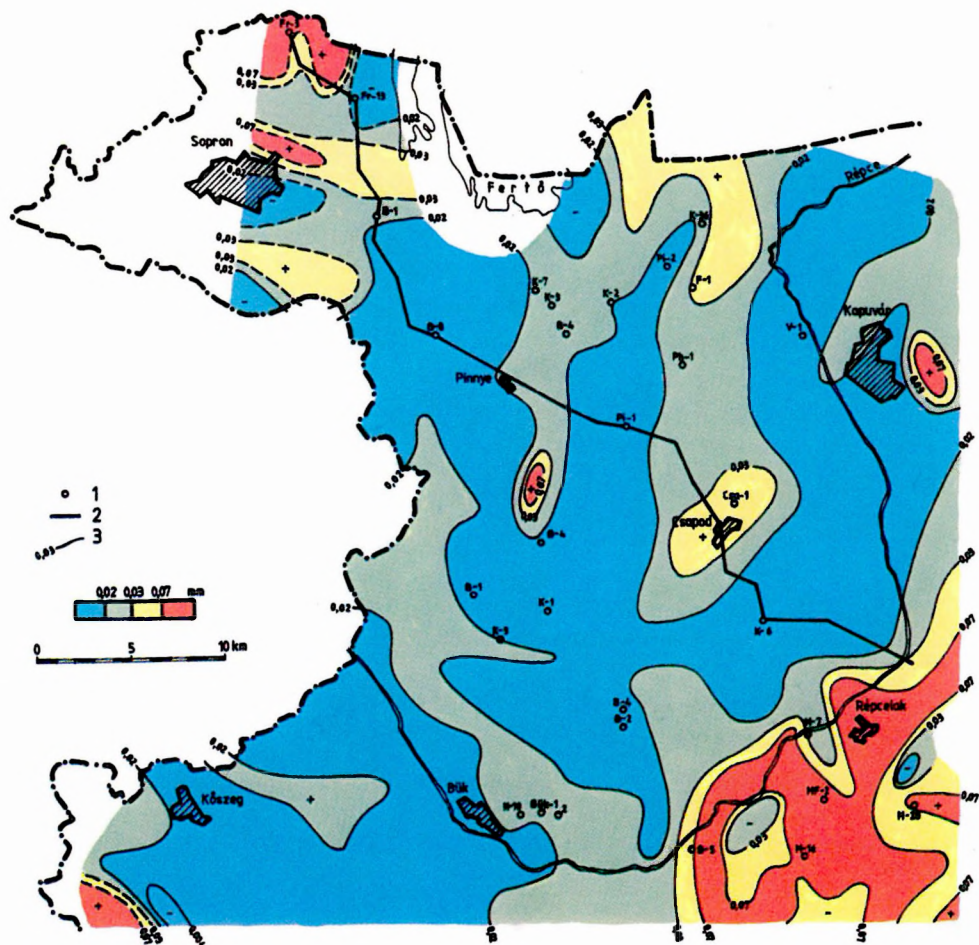
1 — mélyfúrás; 2 — geoelektromos szelvény vonala

Fig. 20. Apparent polarizability (AB=400 m)

1 — borehole; 2 — geoelectric profile

Рис. 20. Карта кажущейся поляризуемости (AB=400 м):

1 — скважина; 2 — линия профиля электроразведки



21. ábra. Litológiai vázlat az 50–100 m közötti összletről

1 — mélyfúrás; 2 — geoelektromos szelvény vonala; 3 — a rétegsorban uralkodó átlagos szemcseátmérő (d)

Fig. 21. Lithological sketch of the depth range of 50–100 m

1 — borehole; 2 — geoelectric profile; 3 — dominant grain size (d)

Рис. 21. Карта-схема литологических особенностей толщи, залегающей в интервале глубин 50–100 м:

1 — скважина; 2 — линия профиля электроразведки; 3 — размер зерен, преобладающий в разрезе.

A pleisztocén–pannon határ a terület nagy részén jól egyezik a szelvényben jelzett geoelektromos réteghatárral, bár meghatározása a pleisztocén jelentéktelen vastagsága (< 15 m) miatt nehezebb, mint a korábbi területeken. Az alsó pannóniai összletek elkülönítése a felső pannóniaitól ellenállásuk miatt bizonytalan. A Kőszegi-hegységnél az aljzat ellenállása alacsony, a pannon összletéhez közel álló. A Soproni-hegység peremén a nagy ellenállású képződményeket jelezzük.

A terület geoelektromos tulajdonságainak változásai a rétegvastagságokkal súlyozott átlagellenállás térképeken tanulmányozhatók. Itt — mint korábbi jelentéseinkben — a 100 m mélységű ellenállástérképet (19. ábra) mutatjuk be. A térképen látható anomáliákat három csoportba soroljuk. Az első a Kőszegi- és a Soproni-hegység térségében van, ahol az anomáliák okozója minden mélységintervallumban az aljzat. A második anomáliásor az országhatártól a Répce mentén (Bük), majd É-i irányban Csapod felé mutat maximális ellenállásértékeket. Valószínűleg az Ős-Répce hordaléka okozza. A harmadik maximumvonalat már az előző évi eredményekből ismert Rába-medence durvább szemcsőösszetételű rétegeit jelzi.

A GP mérésekből az AB=400 m-es térképet (20. ábra) közöljük, ugyanis e térkép információi állnak közel a 100 m-es mélységekhez. Az anomáliák a terület jelentős részén korrelálnak az ellenállás-anomáliákkal. Értékük közepes (2,0–3,0‰), ami erős rétegzettségre utal.

A különböző ellenállás- és polarizálhatóság térképek azonos pontra vonatkozó ρ -P értékeiből — az 1984. Évi Jelentésben ismertetett módszerekkel — litológiai vázlatokat készítettünk, ezekből az 50–100 m közötti összletre szerkesztett változatot (21. ábra) adjuk közre. Ezen 100 m-ig határozottan elkülönülnek az agyagos, a homokos és a kavicsos rétegösszletek területei. A 401. térképlap területén szerkezeti-litológiai alapon három területtípus ismerhető fel:

1. A Kőszegi- és Soproni-hegység és előtere, ahová a litológiai-vízföldtani értékelés nem terjeszthető ki.
2. A ρ és P anomáliák egybeeső sávjai, a közepes és durvább szemcséjű folyóvízi hordalék területei. Ezek részben a mai folyók (Répce, Pospatak, Metőc, Ikva, Rába), részben az ősfolyók mederfeltöltései mentén találhatók, e területeken a vízfeltárás perspektívája a legjobb.
3. A magasrögök (Bük, Pinnye) területén található a finomszemcsés, iszapos-közetlisztes felsőpannon üledékek zónája. Ezek víznyerésre nem kedvezők, az összletek csak jelentéktelen és vékony homokrétegeket tartalmaznak.

Az egyes területtípusok minősítésénél figyelembe kell venni, hogy a vízföldtanilag kedvezőnek ítélt területeken ρ -P korreláció van, ellentétben a Rábvölgy durva szemcséjű üledékeivel, ahol a nagy ellenállásértékek ($> 100 \Omega\text{m}$) alacsonyabb polarizálhatósággal ($< 2\%$) párosulnak.

Terepi vizsgálatok a MÁFI feltárásaival összhangban történtek a helyszínrajzon jelzett területeken, 11,0 m átlagmélységig. A MGSZ szelvények iránya és nyomvonala nagy vonalakban megegyezett a MÁFI sekély fúrásainak szelvényeivel. A vizsgálatok során változatlanul négy adatsort regisztráltunk: az össznyomást, csúcsnyomást, a természetes gamma értékeit és a γ - γ aktivitást. Az egymástól független méréssorozatok lehetővé tették a harántolt rétegek felismerését. A csúcsnyomás a harántolt rétegek szilárdságával, a természetes γ -aktivitás az agyagtartalommal, a γ - γ aktivitás a sűrűséggel függ össze. Az össznyomás kontroll mennyiség.

A számítógéppel (C64) minősített rétegsorokat háromdimenziós gépi diagramokkal ábrázoljuk, s értelmezett adatsorok formájában közvetlenül kerülnek át a MÁFI Kisalföldi Osztályára.

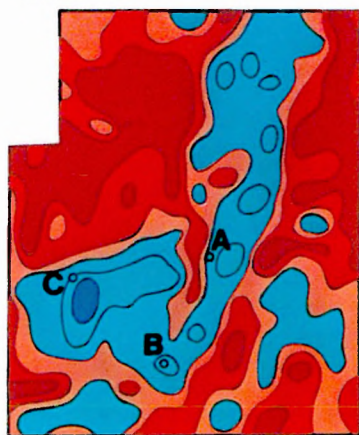
1.1.3 A Balaton-felvidék geofizikai kutatása*

A Magyar Állami Földtani Intézet által készített előkutatási program fő célja az, hogy az alapvető földtani kifejlődési és szerkezeti jellegek feltárása révén, a kutatás mértékétől (részletességétől és módszerétől) függően vizsgálja, ill. tisztázza a különböző ásványi nyersanyagok előfordulásának valószínűségét. Az 1982-ben megkezdett program keretében az ELGI 1986 folyamán is jelentős mennyiségű geofizikai mérést végzett.

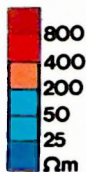
A regionális gravitációs és szeizmikus reflexiós munkálatok célja a szerkezeti vonalak és szerkezeti egységek megbízható kijelölésének megoldása. Ehhez a Balaton-felvidék egész területén 1990-ig minimálisan 8 állomás/km² gravitációs mérési pontsűrűséget kell elérni, aminek alapján megszerkeszthető a teljes terület 1:100 000 méretarányú maradék-anómália térképe. Az általános földtani térképezés során felmerülő szerkezetföldtani problémák megoldására, a különböző nyersanyag előfordulások vizsgálatára, a térképező fúrások előkészítésére rendszerint földi mágneses és geoelektromos méréseket végzünk, mint azt a következőkben példákkal is illusztráljuk.

A Keszthelyi-hegység földtani térképezése részeként került sor a csereszegtomaji kaolinos töbrök vizsgálatára. A kaolin fekvését alkotó földolomitot — amelynek ellenállása nagyobb mint 1000 Ω m — a terület nagy részén csak néhány méter vastag lösz fedi. A kaolin fajlagos ellenállása csupán töredéke a földolomiténak ($< 20 \Omega$ m), így a VLF térképezés a töbrök kimutatásának ideális eszköze (22/a ábra). A látszólagos fajlagos ellenállás minimumai a töbrök helyét jelzik. A fúrások (A, B, C) azt bizonyítják, hogy a töbröket jó

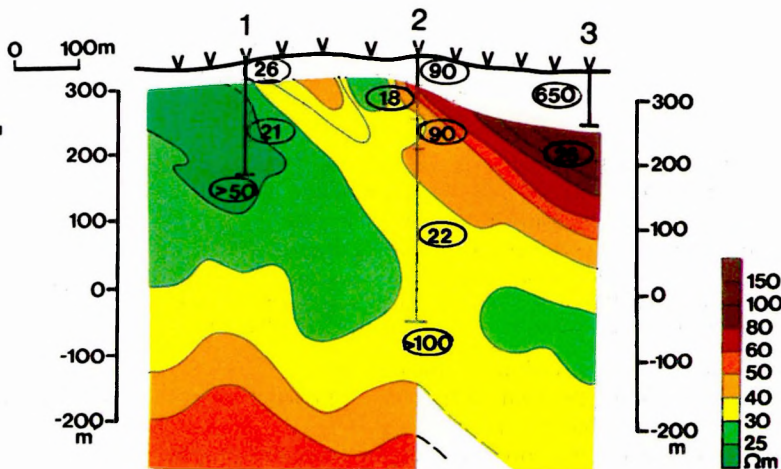
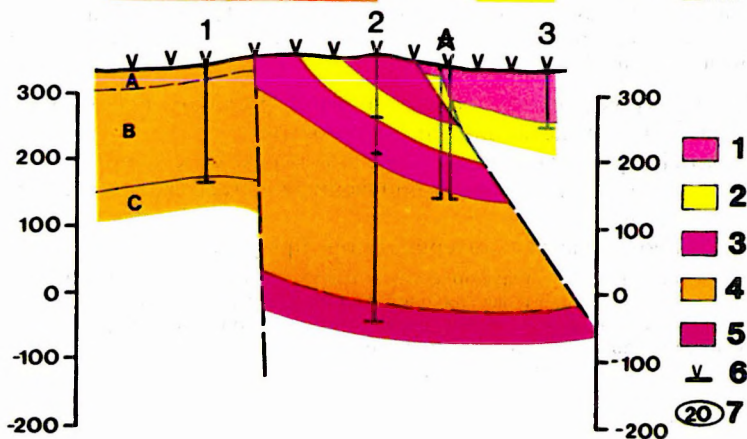
* Bihari D. (MÁFI), Csathó B. (ELGI), Csillag G. (MÁFI), Hoffer E. (ELGI), Schönviszky L. (ELGI).

a.

0 200m

**b.**

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7

a.**b.**

22. ábra. Balatonfelvidék — Czerszegtomaj

a) VLF ellenállástérkép

b) Értelmezés a fúrások mélyítése után

1 — dolomit kibúvás a felszíni földtani térképezés szerint; 2 — dolomit felszinközelben ($h < 5$ m); 3 — kaolin töbör; 4 — feltételezett kaolin töbör; 5 — kaolin kibúvás a felszíni földtani térképezés szerint; 6 — a dolomit felszíne nagyobb mélységben ($h = 5-10$ m), kaolin töbör nem várható; 7 — fúrás

Fig. 22. Balaton Highlands, Czerszegtomaj

a) VLF resistivity map

b) Interpretation after the boreholes were drilled

1 — dolomite outcrop according to geological mapping; 2 — dolomite near to the surface ($h < 5$ m); 3 — sinkhole filled by kaolin; 4 — presumed sinkhole filled by kaolin; 5 — kaolin outcrop according to geological mapping; 6 — dolomite in a depth of 5–10 m, kaolin not to be expected; 7 — borehole

Рис. 22. Балатонское нагорье, участок Черсегтомай.

a) Карта сопротивлений по VLF.

b) Интерпретация после проходки скважин:

1 — выход доломитов на дневную поверхность, по данным геологической съемки; 2 — доломиты в близповерхностном ($h < 5$ м) залегании; 4 — предполагаемая воронка с каолином; 5 — выход каолина на дневную поверхность, по данным геологической съемки; 6 — поверхность доломитов на глубинах 5–10 м, воронки с каолином маловероятны; 7 — скважина.

23. ábra. Tranziens elektromágneses szelvényezés — Barnag DK

a) Tranziens látszólagos fajlagos ellenállás — látszólagos mélység szelvény, központi hurkos elrendezéssel

b) A tranziens szelvény földtani értelmezése

1 — fődolomit; 2 — sándorhegyi mészkőösszet, márgás kifejlődés; 3 — sándorhegyi mészkőösszet, meszes kifejlődés; 4 — limás-nuculás márga; 5 — austriacumos mészkő; 6 — tranziens szondázás helye; 7 — látszólagos fajlagos ellenállás (Ωm)

Fig. 23. Transient EM profiling — Barnag-SE

a) Transient apparent resistivity—apparent depth cross section, from CIL measurement

b) Geological interpretation of the transient profile

1 — dolomite; 2 — Sándorhegy limestone formation — marl facies; 3 — Sándorhegy limestone formation — calcareous facies; 4 — marl; 5 — limestone; 6 — transient sounding; 7 — apparent resistivity (Ωm)

Рис. 23. Электромагнитное профилирование методом переходных процессов на участке Барнаг-Юго-восток.

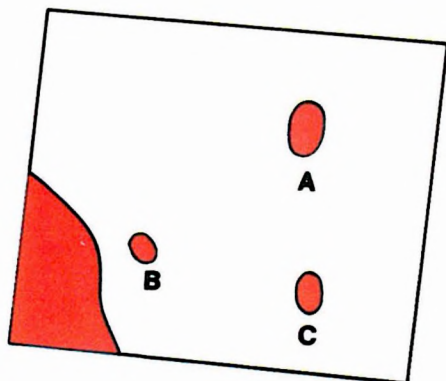
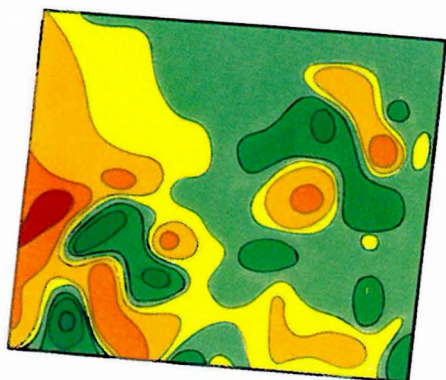
a) Профиль кажущееся удельное переходное сопротивление — кажущаяся глубина, полученный установкой с центральной петлей.

b) Геологическая интерпретация профиля:

1 — главный доломит; 2 — шандорхедьская свита известняков в мергельной фации; 3 — шандорхедьская свита в известняковой фации; 4 — мергели с Lima и Nucula; 5 — австрияковые известняки; 6 — точка зондирования методом переходных процессов; 7 — кажущееся удельное сопротивление в ом.

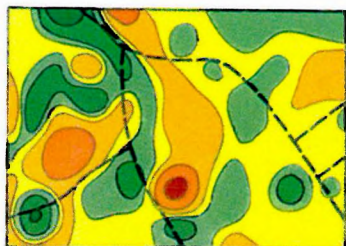
a.

0 100m



b.

0 100m



24. ábra. Földmágneses ΔT -anomália térképek és a felszíni bazalt előfordulások

a) Halagos-hegy

b) Tóti-hegy

I — bazaltkibúvás (felsőpannoniai)

Fig. 24. Geomagnetic ΔT anomaly maps and the basalt outcrops

a) Halagos hill

b) Tóti hill

I — basalt outcrop (Upper Pannonian)

Рис. 24. Карты магнитных аномалий ΔT и выходы базальтов на дневную поверхность:

a) Халагош-хедь;

b) Тоти-хедь;

I — выход верхнепаннонских базальтов.

minőségű kaolin tölti ki. A geofizikai mérések felhasználásával végzett vagyonebecslés szerint a terület összehangolt fúrásos–geofizikai kutatását a jövőben célszerű folytatni (22/b ábra).

A preausztiai medencealjzat belső szerkezetének vizsgálatára jó eszköznek bizonyult a központi hurkos elrendezésű tranziens szondázás. A 23. ábrán bemutatott szelvény a Barnagtól DK-re levő földtani térképezés során kirajzolódott szinklinális szerkezet tengelyére merőleges. A mérések célja a szinklinális magjában a földolomit és a Sándor-hegyi mészkő összlet elkülönítése, és a Sándor-hegyi mészkő fekvésének, az ún. limás–nuculás márga vastagságának meghatározása volt. A szinklinális szerkezet világosan kitűnik a látszólagos fajlagos ellenállás–látszólagos mélység szelvényen (23/a ábra). A viszonylag nagy behatolási mélység és jó vertikális felbontóképesség annak is köszönhető, hogy a triász képződményekből álló aljzatot fedő, kis ellenállású talaj vastagsága elhanyagolhatóan kicsi volt. A szondázások mérési adatait görbeillesztéssel értékeltük ki. A 23/b ábrán három, a fő szerkezeti egységekre jellemző görbe kiértékelésének eredményét is feltüntettük. A mérések alapján el lehetett különíteni a Sándor-hegyi mészkő és márga rétegeit, sőt ahol a felső réteg ellenállása kicsi volt (1. szondázási pont), ott a márga összlet különböző fajlagos ellenállású, s így várhatóan különböző minőségű rétegeit (A, B, C) is.

A Balaton-felvidéki bazalt előfordulások földtani térképezésével kapcsolatban földmágneses ΔT méréseket végeztünk. A mérések a változó magnetit-tartalom alapján esetenként lehetővé teszik az egyes üde bazalttípusok és a magnetitmentes bontott vulkanitok, ill. üledékek szétválasztását. Ezenkívül kimutatható az elfedett üde bazaltok elhelyezkedése és kiterjedése is. A Halagos-hegy környékén (24/a ábra) az anomália térkép alapján három területrészt különíthető el. A hegyet alkotó bazalt fő tömegét a térkép DNy-i részén mért 1000 nT-t meghaladó szélső értékű anomáliák jelzik. A földtani térképezés egy különálló bazaltelőfordulása (B) az anomália térkép szerint szoros összefüggésben van a bazalt fő tömegével. Jól körülhatárolható anomália csoportot képez az „A” jelű bazaltelőfordulás, ahol az anomáliák alakja és nagy szélső értékei egy oldalsó kitörési helyre engednek következtetni. A „C” jelű bazaltkibúvás helyén levő kicsi (100 nT) szélső értékű és hosszán elnyúló anomália egy lefelé kis vastagságú, takaró jellegű, kevés magnetittartalmú, bontott bazaltot jelez.

A Tóti-hegy környékén (24/b ábra) az „A” jelű előfordulás helyén több száz nT szélső értékű anomália van, míg a „B” jelű előfordulásnál mágneses anomália nincs, amely más bazalttípus jelenlétére utal.

1986-ban elkészítettük „A Közép- és Nyugat-Mátra ércföldtani előkutatása” és „Az Aggteleki Karszt, Rudabányai-hegység földtani előkutatása” című programok geofizikai munkáinak zárójelentését.

Megkezdjük „A Bükk hegység és környezete” című, 15 évre tervezett előkutatási programban előírányzott méréseket, az Aggtelek–Rudabánya program területéhez csatlakozva. A geofizikai méréseket a Szendrői-hegységre és környezetére koncentráltuk, mert a földtani térképezéshez és a tervezett földtani térkép- és monográfia-kiadás sorrendjéhez kellett igazodnunk. A területen gravitációs hálózatkiegészítő mérések mellett geoelektromos ellenállás-szelvényezés és VESZ kombinációjával térképeztük a harmad–negyedidőszaki medencék aljzatmélységét és fajlagos ellenállását. A Szendrői-hegység belső szerkezetét szeizmikus reflexiós szelvényhálózattal vizsgáltuk.

A számítógépes feldolgozás és szűrés végett a gravitációs hálózatkiegészítő mérések szerves tartozékává vált a környező 20 km-es sugarú területet is felölelő topografikus kiolvasás. A reflexiós szelvények mentén végzett rendszeres statikus korrekciós mérés és az első beérkezések szisztematikus felhasználása az újdonság a korrekció értékének kiszámításában a nehéz hegyvidéki és bonyolult tektonikai viszonyok közt mért anyag feldolgozásában. Részletes felbontású elektromágneses tranziens módszerű réteggkorrelációs méréseket végeztünk az Abod–2 és a Lak–1 fúrás között.

1986 folyamán a Borsodi Szénbányák megbízásából kis mélységű, nagyfrekvenciás reflexiós méréseket végeztünk Lyukóbánya és Sajókaza–Ny körzetében. A mérési és feldolgozási technológia finomításával lényeges előrelépés történt a borsodi barnakőszénmedence köztes telepeinek, köztük kavicsos felszínű területen a sekély mélységű telepek szerkezetének kutatásában. A szénkutatási eredményekről az alábbiakban részletesebb ismertetést adunk.

* Szalay I.

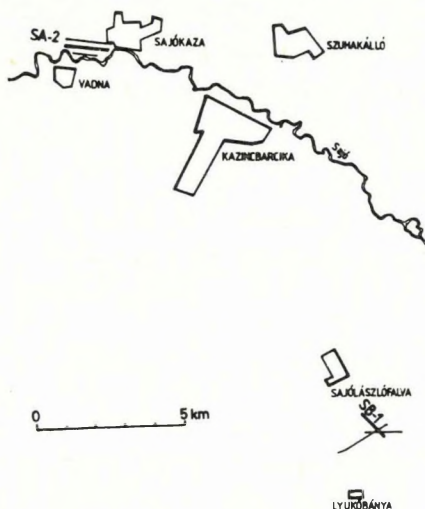
1.2.1 Kőszénkutatás

1.2.1.1 A lyukóbányai köztes telepek szerkezetkutatása*

Sajóbábony–Lyukóbánya körzetében 1986-ban nagyfrekvenciás reflexiós szelvényeket mértünk (SB jelű szelvények, 25. ábra). A vékony réteges, közel vízszintesen települt összlet szerkezeti vizsgálata csak nagy felbontóképességű reflexiós szeizmikus mérésekkel lehetséges. A felbontás növelését az alkalmazott terepi paraméterek és feldolgozási lépések tették lehetővé. Kis töltetet (0,2 kg), 1 ms-os mintavételezést, 10 db 40 Hz sajátfrekvenciájú geofonból álló, kis területen elhelyezett csoportot használtunk.

Az alapvető feldolgozási lépések során megkülönböztetett figyelmet fordítottunk a nagyfrekvenciás komponensek megőrzésére a szeizmikus jelek spektrumában. Így sikerült elérnünk, hogy az értelmezett szeizmikus jelek frekvenciája 70–170 Hz-es tartományba kerüljön. A felbontóképesség ennek megfelelően ~ 4 m.

A jó minőségű szelvényeken a szeizmikus határfelületek követése egyértelmű. Három jellegzetes szintet jelöltünk. Ezek amplitúdó- és frekvenciaképe valamennyi szelvényünkön azonosítható és követhető. Fúrási adatok alapján a következő rétegeket tudjuk elkülöníteni:



25. ábra. Nagy felbontású szénkutató reflexiós mérések helyszínrajza

Fig. 25. Location map of high-resolution seismic measurements for coal exploration

Рис. 25. План ситуации сейсморазведки МОВ высокой разрешающей способности на уголь.

* Gúthy T.

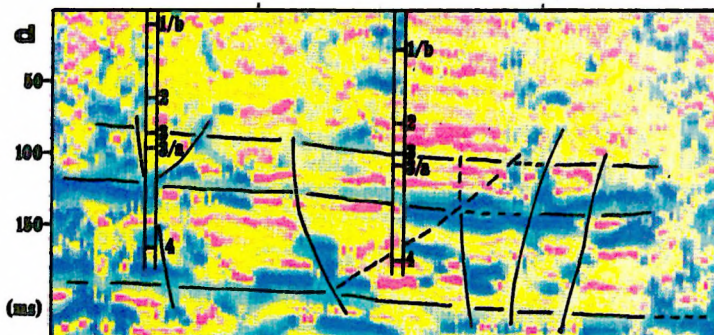
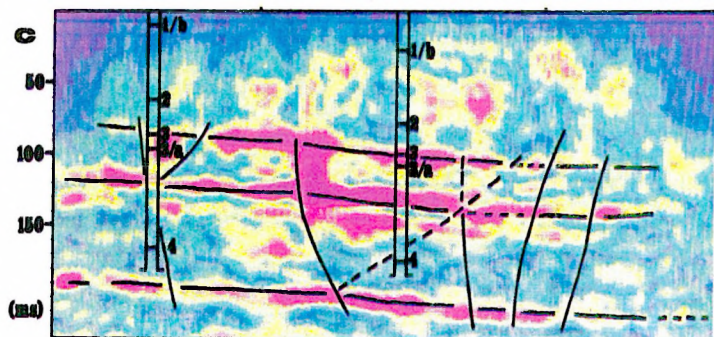
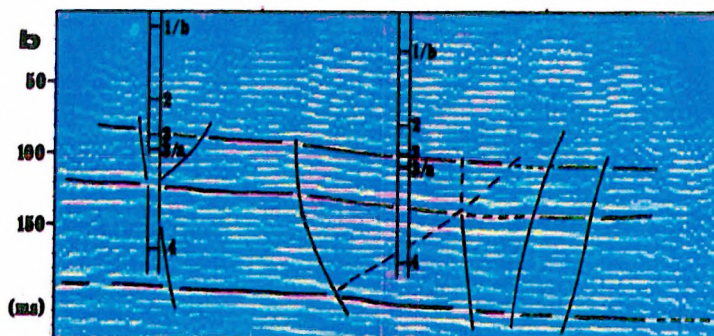
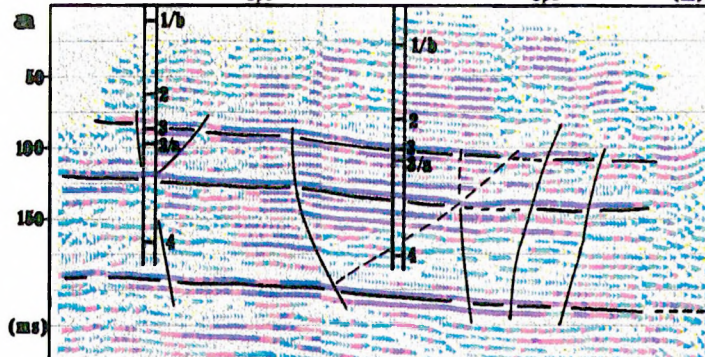
SL-41

400

SL-24

600

(m)



1 | 2 | 2 — 3a | 3b |

26. ábra. SB-1 migrált reflexiós időszelvény és a Hilbert transzformációval nyert változatok

- a) migrált, amplitúdó szerint színezett reflexiós időszelvény
- b) Hilbert transzformált időszelvény
- c) Pillanatnyi amplitúdószelvény
- d) Pillanatnyi frekvenciaszelvény

1 — széntelep és sorszáma; 2 — szeizmikus határfelület; 3 — szeizmikus zavarzóna (vető, dinamikus paraméterek korrelálható változásai): a) biztos, b) bizonytalan

Fig. 26. SB-1 migrated seismic time section and its Hilbert transformed variants

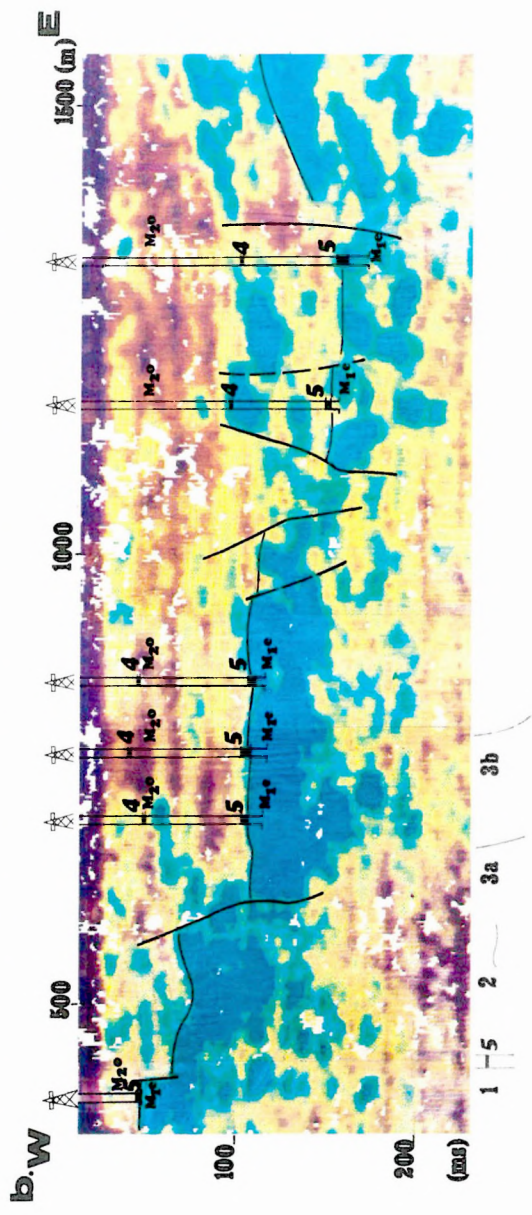
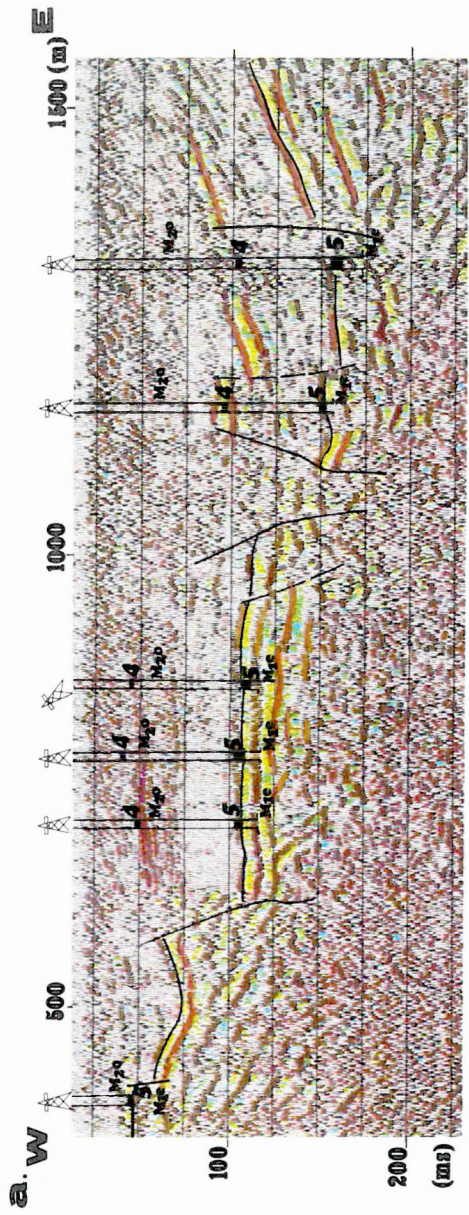
- a) migrated time section coloured according to amplitude
- b) Hilbert transformed time section
- c) Instantaneous amplitude section
- d) Instantaneous frequency section

1 — coal seam with serial number; 2 — seismic horizon; 3 — seismic disturbance zone (fault, changes of dynamic parameters): a) unambiguous, b) ambiguous

Рис. 26. Временной разрез МОВ SB-1 со смещением и его варианты в преобразованиях Гильберта:

- a) разрез со смещением в поамплитудной раскраске,
- b) разрез в преобразовании Гильберта,
- c) разрез мгновенных амплитуд,
- d) разрез мгновенных часто.

1 — угольный пласт и его номер; 2 — граничная поверхность по сейсморазведке; 3 — зона помех по сейсморазведке (сброс, коррелируемые изменения динамических параметров): а — установленная, б — предполагаемая.



27. ábra. SA–2 migrált reflexiós időszelvény és Hilbert transzformáltja

a) amplitúdó szerint színezett időszelvény

b) pillanatnyi inkoherenciaszelvény

Jelmagyarázat azonos a 26. ábráéval

Fig. 27. SA–2 reflection time section and its Hilbert transformed variant

a) Migrated time section coloured according to amplitude

b) Instantaneous incoherency section

For legend see Fig. 26

Рис. 27. Временной профиль МОВ SA–2 со смещением и его варианты в преобразованиях Гильберта:

a) профиль в поамплитудной раскраске,

b) профиль мгновенных некогерентностей.

Условные обозначения см. на рис. 26.

- a felső, mintegy 12 m vastag összlet magában foglalja a 3 és 3/a jelű széntelepet és a közöttük elhelyezkedő agyagos, tufás rétegeket;
- a középső, nagy sűrűség- és sebességváltozást okozó (homokkő?) pad.

A legalsó határfelületet, bár szelvényre eső fúrás nem harántolta, a széntelepes összlet feküjeként értelmeztük. Szelvényeink közül az SB-1 jelűt mutatjuk be (26. ábra). Ezen a szelvényen a mérés kiértékelése után mélyített, SL-41 jelű fúrás igazolta az értelmezést. Az ábrán a migrált reflexiók időszelvényt (26/a ábra), Hilbert transzformáltját (26/b ábra), a transzformáltból számított pillanatnyi amplitúdó (26/c ábra) és pillanatnyi frekvencia (26/d ábra) szelvényt láthatjuk. A transzformáció után MEDIAN szűrővel elősegítettük a véletlenszerű, jellegtelen zavarok elnyomását és a jellegzetes változások kiemelését.

A szelvényen 5 m-t meghaladó vertikális elmozdulást nem találtunk. A dinamikus paraméterek korrelálható változásait néhány m-es vetőket, litológiai változásokat, horizontális elmozdulásokat stb. jelezhetnek. A pillanatnyi frekvencia szelvényen (26/d ábra) a reflexiók korrelálhatósága rosszabb, de a törések felismerhetők. A nagy akusztikus impedancia-anomáliával jellemzett középső szint általában eltűnik egy kisméretű tartományban. Jelzi a középső szint és a másik két jelölt szint eltérő jellegét. A pillanatnyi amplitúdó szelvény (26/c ábra) bár lehetővé teszi mindhárom szint lefutásának követését, vertikális felbontása nem kielégítő. A Hilbert transzformált (26/b ábra) a jelölt szinteket kiemeli. A részletek pontos nyomon követését biztosítja.

A bemutatott Hilbert transzformált szelvényekkel az értelmezés megbízhatóságát kívántuk vizsgálni, javítani. Így a transzformáció a felbontóképesség további javításának eszköze lehet. Valamennyi szelvényváltozatra felrajzoltuk az eredeti értelmezést. Azokat a változási helyeket, amelyeknek létét megerősítették vizsgálataink, folyamatos vonallal jelöltük. A szaggatott vonal bizonytalanságot jelent.

*1.2.1.2 Kis mélységű széntelepek szerkezetkutatása kavicsos területen (Sajókaza–Nyugat)**

A miocén korú sajókazai barnakőszéntelepek az 50–150 m-es mélységtartományban helyezkednek el, a telepcsoportok vastagsága 1,5–5 m között változik. A területen mért három sekélyreflexiók szelvényt 2,5 m-es referenciapont sűrűséggel, 600%-os fedésű rendszerben mértük, robbantásos rezgéskeltéssel (SA jelű szelvények, 25. ábra). A nehezen fúrható kavicsos feltalajban 3–5 m mélységben elhelyezett 100 g mennyiségű robbanóanyagot használtunk rezgéskeltésre, vízfojtással. Csatornánként 20 db 40 Hz-es sajátfrekvenciájú geofont 10 m-es bázishosszon csoportosítottunk. Az SD-20 szeizmikus adatgyűjtő

* Hegedűs E., Petrovics I.

120 dB-es dinamikatarományba tette lehetővé, hogy a nagy energiájú, kismeghajtású zavarhullámok mellett a kis energiával jelentkező nagyfrekvenciás reflexiók is rögzítésre kerültek, 1 ms-os mintavételi sűrűséggel.

A migrált időszelvények mellett elkészítettük a Hilbert transzformáció segítségével képzett szelvényváltozatokat is. Ezek a szelvények — az akusztikus karotázis és VSP mérések hiánya miatt — csak kvalitatív kiértékelésre adnak lehetőséget. A 80–200 Hz-es frekvenciatartományban is jelgazdag szeizmikus anyag lehetővé tette a földtani szerkezet részletes tagolását.

Eredményeinket az SA–2 időszelvény amplitúdó szerint színezett, migrált változatán (27/a ábra) és a pillanatnyi inkoherecia szelvényen (27/b ábra) mutatjuk be. Az utóbbi szelvényen — a fúrási adatokkal összevetve — az ottnangi–eggenburgi formációhatár jól követhető, ez támpontot ad az ottnangi korú összlet alján települt 5. barnakőszéntelep nyomozására.

A szelvényen jól felismerhetők a vetők, ezek elvetési magassága 20–40 m-re tehető; a jelhiányos szakaszok a tektonikusan erősen igénybevett vetőzónákkal azonosíthatók. A legkisebb elkülöníthető tektonikai elemek horizontális mérete 15–20 m, a szelvényen látható, minimális vertikális elmozdulások 5 m körüli nagyságúak.

A kutatás legfontosabb eredményének tekinthető, hogy közvetlen információkat szolgáltatott a tektonikai tömbök lehatárolásához, és a tömbökön belül a széntelepek kijelöléséhez.

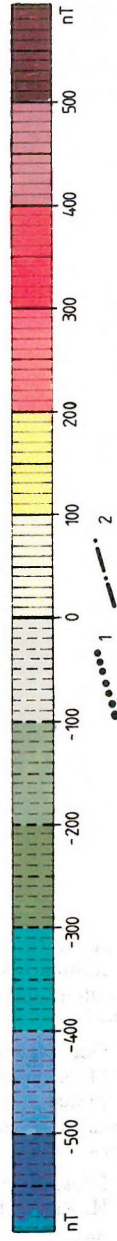
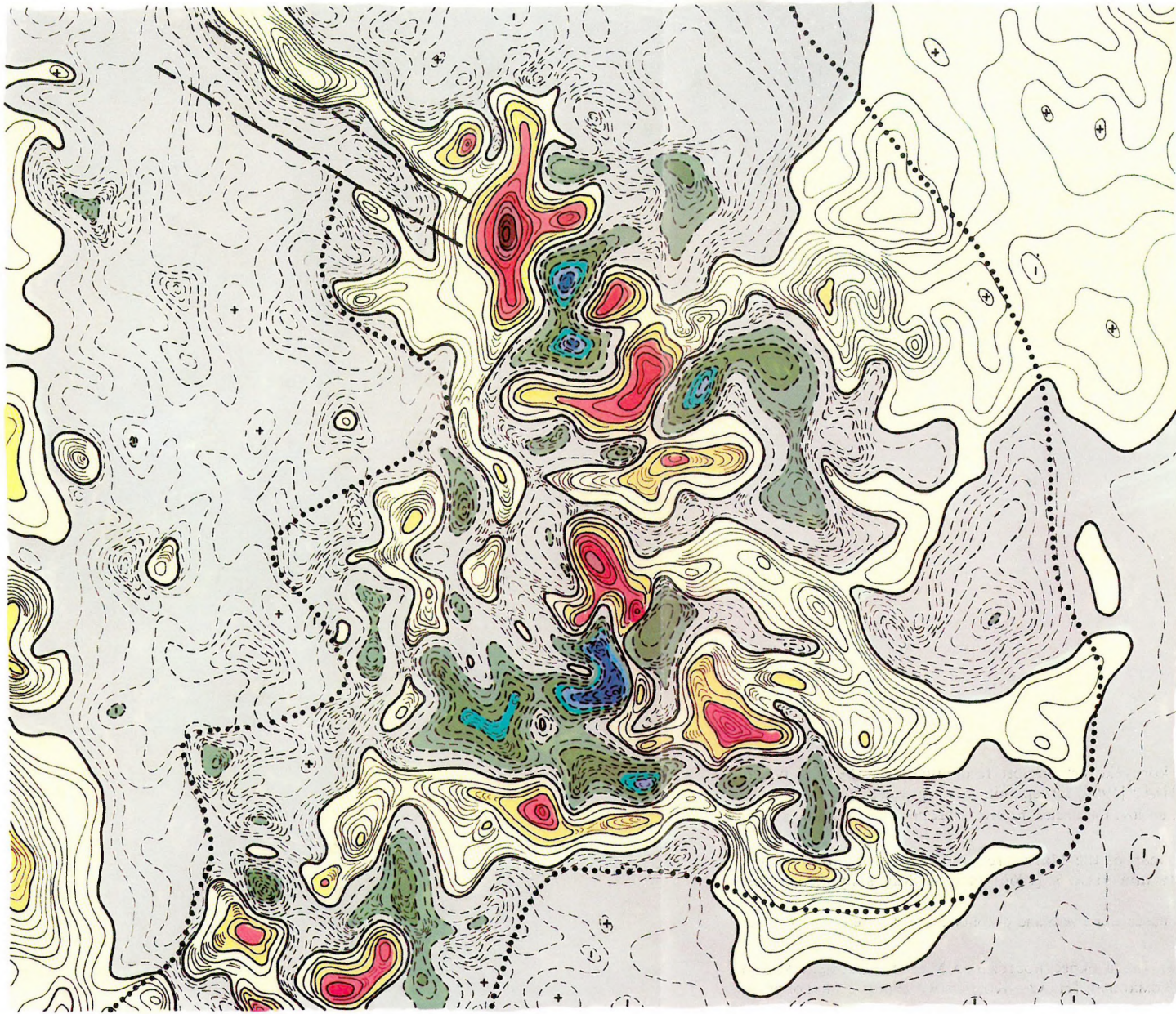
1.2.2 A Mátra regionális vulkán szerkezeti elemzése*

Bevezetés

Vulkán szerkezeti értelemben hazánkban a Börzsöny hegység képe [BALLA 1977a; 1978; BALLA et al. 1978] a legbiztosabb. Az értelmezésnek ott kidolgozott módszerét kíséreltük meg alkalmazni a Mátrában is. Az itteni vulkán szerkezetet azonban a börzsönyihez hasonló részletességgel és megbízhatósággal nem tudjuk rekonstruálni, mert megfelelő adatok hiányában kénytelenek vagyunk kevesebb eredménnyel kecsegtető metodikát alkalmazni: a gravitációs és földmágneses térképek elemzését a rendelkezésünkre álló földtani térképek és refrakciós szeizmikus szelvények, valamint szórványos mélyszondázások és tájékoztató jellegű gravitációs hatószámítások adatainak figyelembevételével. Ez az információ legfeljebb az 1:200 000 méretarányának megfelelő részletességű értelmezést tesz lehetővé. A kis részletesség okozta értelmezési problémákat azzal igyekeztünk ellensúlyozni, hogy elemzésünket kiterjesztettük a Mátra közvetlen környezetére is.

* Balla Z., Szabó Z.

0 10 20 30 km



28. ábra. A Mátra és környéke értelmezett földmágneses térképe. Kivágot KOMÁROMY-HÁÁZ [1966] térképéből, kissé egyszerűsítve

Szintvonalak 10 nT-ánként, pozitív: folyamatos, negatív: szaggatott. 1 — vulkanitok elterjedési határa; 2 — törés

Fig. 28. Geomagnetic map of the Mátra area and its interpretation. Detail of KOMÁROMY and HÁÁZ's [1966] map slightly simplified, interpreted

Isoline interval 10 nT, continuous above zero and discontinuous below zero. 1 — contour of volcanics; 2 — fault

Рис. 28. Геомагнитная карта окрестностей гор Матра (фрагмент карты И. Хаз и И. Комароми [HÁÁZ—KOMÁROMY 1966]) с интерпретацией.

Изолинии через 10 нТя, непрерывные = положительные, прерывистые = отрицательные значения. 1 — контур распространения вулканитов; 2 — разлом.

A mátrai paleovulkán méretét helytelen lenne a földtani térképeken megfigyelhető andezitösszlet által elfoglalt terület alapján meghatároznunk: az összlet D-en az Alföld fiatalabb üledékei alá bukik, É-on viszont részben lepusztult. Ezért elemzésünket a lefedett és a lepusztult rész körvonalainak becslésével kezdjük.

A lefedett részen az andezitösszlet elterjedése a földmágneses térkép (28. ábra) alapján körvonalazható. Börzsönyi tapasztalatokból ismeretes és itt is megállapítható, hogy a mágneses anomáliák oda korlátozódnak, ahol a rétegvulkáni összlet legalább 100–200 m vastagságban van jelen, legalább szórva-nyosan lávapadokkal és/vagy agglomerátum-szintekkel, vagyis a földmágneses térképeken a vulkáni felépítmények jelentkeznek, a lábazon túl képződmények nem. Így a földmágneses térkép alapján kijelölhető kontúr (28. ábra) a vulkáni felépítményeket burkolja, de andezittufa és -tufit a kontúron kívül is előfordulhat.

A földtani térképeken és a mélyfúrási anyagban a mátrai *vulkáni összlet kiékelődése* két körzetben figyelhető meg (29. ábra): ÉNy-on (1) DNy-ról ÉK felé, K-en (2) pedig Ny-ról K felé haladva. Az ÉNy-i kiékelődés tendenciája a földmágneses térképpel egyetemben világosan tanúsítja, hogy Pásztó körzetében a Cserhát közvetlenül a Mátra folytatását képezi.

ÉNy-on jól látható, hogy az a vonal, amely a földtani térképeken mind a Cserhát, mind a Mátra felé a kis vastagságú andezittufa-rétegcsoporthoz elválasztja a gyorsan növekvő vastagságú andezites rétegvulkáni összlettől, egyúttal a vulkáni összlet feküledékeiben települő szubvulkáni telérek és egyéb testek elterjedésének is határt szab. Ebből következően feltételezzük, hogy mindazokat a területeket, ahol szubvulkáni intrúziók (telérek, teleptelérek, lakkolitok, tömzsök stb.) vannak jelen, vulkáni felépítmények fedték, amelyek innen utólag pusztultak le. Pusztán elvi megfontolások alapján az eme kontúrral határolt terület minimálisnak tekinthető, vagyis lehetséges, hogy a felépítmények legalább néhol túlterjedtek a mai felszínen észlelhető szubvulkáni intrúziók burkolóvonalán.

Jelentős *lepusztulással* elsősorban É-on (3) számolhatunk, ahol az intrúziók burkológörbéje kb. 5 km-rel távolodik el a rétegvulkáni összlet feküvonalától, de az innen hiányzó rész a Mátra felszínén megmaradt andezittömeghez képest meglehetősen kicsi. Ezzel szemben a lefedett vulkanitok alapterülete nagyobb a felszínen levőkénél. Mindezek nyomán a mátrai paleovulkán átmérője É–D irányban 35 km-re becsülhető. K–Ny irányban a Mátra mérete kb. ugyanekkora, de Ny-i határa — a Zagyva-árok — utólagos fiatal besüllyedésként zárja, s rajta túl a Cserhát csak a mai domborzatban különül el, az eredeti vulkányszerkezetben minden bizonnyal egy közös, önálló Mátra–Cserhát paleovulkán része volt. Ennek mérete K–Ny irányban valószínűleg elérte a 60–

70 km-t, de a cserhádi rész tárgyalása túlesik munkánk keretén. Megjegyezzük, hogy eme egységes Mátra–Cserhát paleovulkán mindkét irányú mérete kb. kétszerese a hasonlóan kettős Börzsöny–Dunazug paleovulkánénak (kb. 40×15 km).

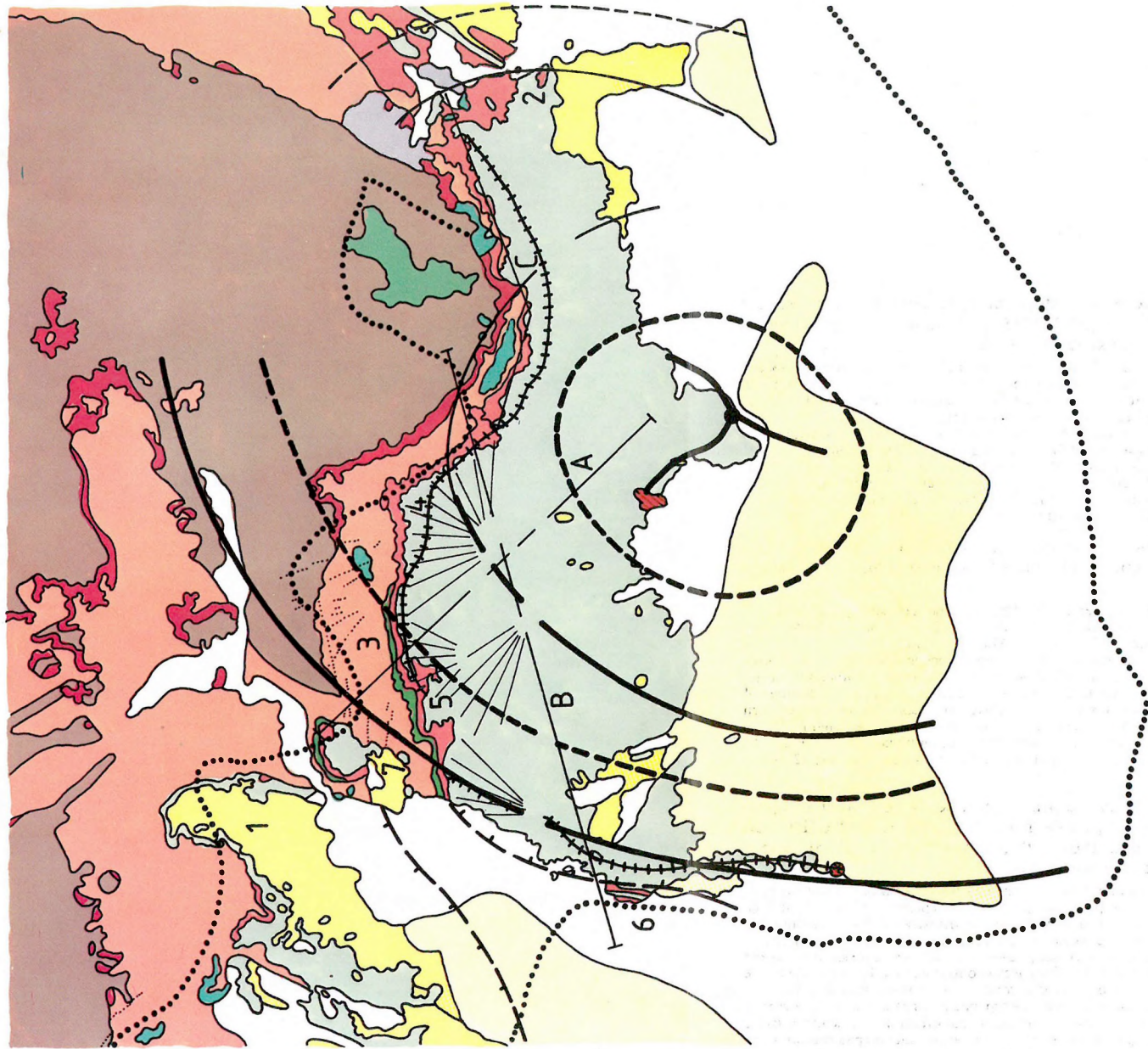
A Mátra domborzatának szembetűnő eleme a *fő vízválasztó gerinc*, amely két ellentétes domborulatú szakaszból áll (29. ábra): a Nyugat-Mátrában egy É, a Kelet-Mátrában egy D felé domborodó ívből. A Ny-i és K-i szakasz eltéréseinek problémájára később („A felszíni szerkezet a mélyszerkezet tükrében” részben) térünk ki, itt csak a *Nyugat-Mátrát* tárgyaljuk, ahol a vízválasztó gerinc egy kb. 20 km átmérőjű gyűrű É-i felének látszik. A gyűrű hirtelen törésekkel elválasztott, többé-kevésbé egyenes szakaszokból tevődik össze. Legélesebb a törés ÉK-en (4), ahol az irányváltás tengelye az alsó riolittufa kibúvási sávjának irányváltásán át vezetve É–D irányúnak adódik. Ugyanitt változik meg a szubvulkáni intrúziókkal jelzett lepusztulási sáv szélessége is: a sáv ÉK-i határa továbbfut ÉNy felé, nem követve a vízválasztó gyűrű irányát. Ha feltételezzük is, hogy a vízválasztó gyűrű valamilyen nagyobb méretű vulkányszerkezeti elemet jelez, azt a következtetést kell levonnunk, hogy ennek az elemnek az É-i záródása néhány km-rel É-abbra volt, mint ma. A másik váltás (5) jóval enyhébb.

A nyugat-mátrai vízválasztó gyűrű Ny-i szakaszának jellege a többiétől eltérő is lehet: az ÉNy–É–ÉK-i szakaszon a rétegvulkáni összlet kétségtelenül a gyűrű közepe felé dől, s külső oldalán az összlet fekvővonala követhető. Így ezen a szakaszon a gyűrű kétségtelenül befelé vándorolt. A Ny-i szakaszon azonban a vulkáni összlet befelé dőlésére mutató adatot nem ismerünk, s a gyűrűn kívül a vulkanitoknál mindenütt fiatalabb képződmények vannak. Egyetlen hely van (6), ahol úgy tűnik, hogy fekü- vagy ahhoz közeli képződmények jönnek elő. Ha ez valóban így van, akkor a fiatal Zagyva-árok a vulkáni összlet feküképződményeiben keletkezett, s ez magyarázhatná mágneses anomáliák, vagyis vulkáni felépítményhez sorolható képződmények hiányát a Mátrától Ny-ra (bővebben I. „A Zagyva-árokról” részben). Ebben az esetben a vízválasztó gyűrű Ny-i szakasza is lényegében a többihez hasonló eredetű, s így vándorlását befelé tételezhetjük fel. Ha azonban a jelzett helyen nem igazolódik feküképződmények jelenléte, akkor az egész Ny-i szakasz ártértelelésre szorul, s csatlakozásának az ÉNy–É–ÉK-i ívhez nincs jelentősége a vulkánosság szempontjából.

A felszínközeli szerkezet

A felszínközeli szerkezetre vonatkozóan egyelőre csak az *É-i peremvidéken* végzett földtani térképezésünk adatai vehetők figyelembe. Ennek alapján állapítható meg, hogy a gyűrűszerű vízválasztó három paleovulkáni kúp lejtőmaradványait egyesíti; a kúpok centruma mindhárom esetben a gyűrűn belül

0 10 20 30 km



29. *ábra.* A Mátra és környéke áttekintő földtani térképe. Kivágot BALOGH [1965], BALOGH-RÓNAI [1962, 1963] és JÁMBOR et al. [1966] térképéből, egyszerűsítve és kissé módosítva

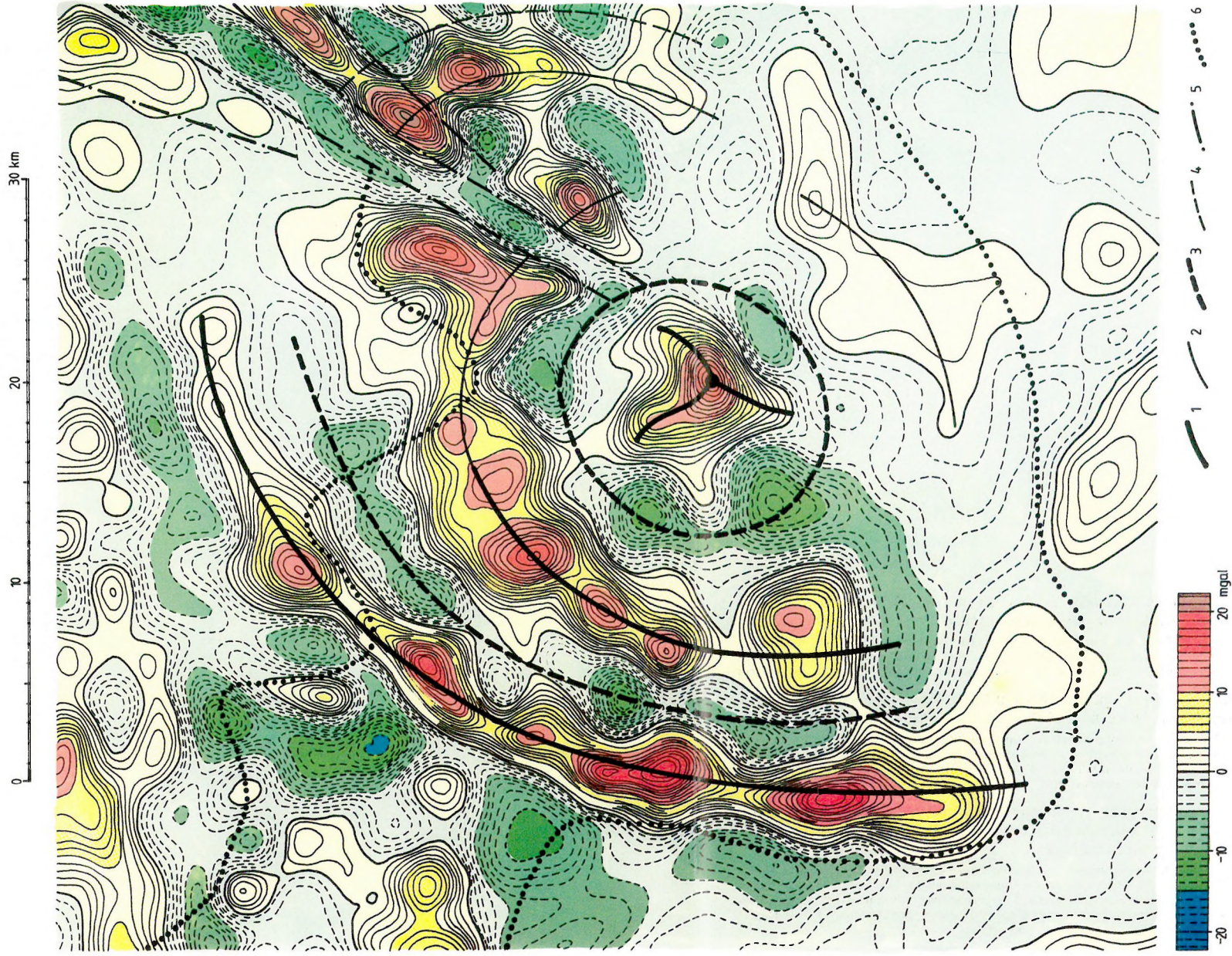
1 — kvarter; 2 — pliocén; 3 — középső- és felsőmiocén üledék; 4-6 — középsőmiocén: 4 — felső andezit, 5 — középső riolittufa, 6 — alsó andezit; 7 — alsó- és középsőmiocén üledék; 8 — alsómiocén, alsó riolittufa; 9 — oligocén és legalsó miocén üledék; 10 — felsőeocén andezit; 11 — mezozoikum; 12 — feltételezett vulkánlejtő; 13-15 — középsőmiocén szubvulkáni képződmények: 13 — andezittestek, 14 — riolittestek, 15 — andezittelérek; 16 — vulkanitok elterjedési határa a 28. ábráról; 17 — a rétegvulkáni összlet feltételezett elterjedési határa a Zagyva-árok É-i részén; 18 — gravitációs maradék maximumsor tengelye: a) biztos, b) bizonytalan (a 30. ábráról); 19 — gravitációs maradék minimumsor tengelye: a) biztos, b) bizonytalan (a 30. ábráról); 20 — földtani-geofizikai szelvény; 21 — szövegbeli hivatkozás sorszáma; 22 — vízválasztó gerinc

Fig. 29. Geological map of the Mátra area, simplified after the maps: BALOGH [1965], BALOGH and RÓNAI [1962] and [1963], and JÁMBOR et al. [1966]

1 — Quaternary; 2 — Pliocene; 3 — Upper and Middle Miocene sediments; 4-6 — Middle Miocene: 4 — Upper Andesite, 5 — Middle Rhyolite Tuff, 6 — Lower Andesite; 7 — Middle and Lower Miocene sediments; 8 — Lower Miocene, Lower Rhyolite Tuff; 9 — lowermost Miocene and Oligocene sediments; 10 — Upper Eocene andesite; 11 — Mesozoic; 12 — slope of a volcano, assumed; 13-15 — Middle Miocene subvolcanic formations: 13 — andesite bodies, 14 — rhyolite bodies, 15 — andesite dykes; 16 — contour of volcanics on Fig. 28; 17 — assumed contour of stratovolcanic complex in the northern Zagyva trough; 18 — axis of gravity residual high, a) unambiguous, b) ambiguous (from Fig. 30); 19 — axis of gravity residual low, a) unambiguous, b) ambiguous (from Fig. 30); 20 — geological-geophysical profile; 21 — serial number of within-text references; 22 — watershed

Рис. 29. Обзорная геологическая карта окрестностей гор Матра. Фрагмент Геологической карты Венгрии масштаба 1:200 000 [BALOGH 1965; BALOGH—RÓNAI 1962, 1963; JÁMBOR et al. 1966], упрощенный и несколько измененный.

1 — четвертичные отложения; 2 — плиоцен; 3 — средне- и верхнемиоценовые отложения; 4-6 — средний миоцен: 4 — верхние андезиты, 5 — средний риолитовый туф, 6 — нижние андезиты; 7 — нижне- и среднемиоценовые отложения; 8 — нижний миоцен, нижний риолитовый туф; 9 — отложения олигоцена и самых низов миоцена; 10 — верхнеэоценовые андезиты; 11 — мезозой; 12 — предполагаемый склон древнего вулкана; 13-15 — среднемиоценовые субвулканические образования: 13 — андезитовые тела, 14 — андезитовые дайки, 15 — риолитовые тела; 16 — контур распространения вулканитов с рис. 28; 17 — предполагаемый контур распространения вулканитов в северной части грабена Задьва; 18 — ось остаточного гравитационного максимума с рис. 30: а) однозначного, б) неоднозначного; 19 — ось остаточного гравитационного минимума с рис. 30: а) однозначного, б) неоднозначного; 20 — геолого-геофизический профиль; 21 — номер ссылки в тексте; 22 — водораздельная линия.



30. ábra. A Mátra és környéke értelmezett gravitációs maradék-anomália térképe. Kivágat SZABÓ-SÁRHDAI [1958b] térképéből, értelmezve

Szintvonalak 1 mgal-onként, pozitív: folyamatos, negatív: szaggatott. 1 — íves maximumsor, objektív; 2 — íves maximumsor, szubjektív; 3 — íves minimumsor, objektív; 4 — íves minimumsor, szubjektív; 5 — törésvonal; 6 — vulkanitok elterjedési határa a 28. ábráról

Fig. 30. Gravity residual anomaly map of the Mátra area and its interpretation. Detail of SZABÓ and SÁRHDAI's [1958b] map, interpreted

Isoline interval 1 mgal, continuous above zero and discontinuous below zero. 1 — axis of gravity residual high, unambiguous; 2 — axis of gravity residual high, ambiguous; 3 — axis of gravity residual low, unambiguous; 4 — axis of gravity residual low, ambiguous; 5 — fault; 6 — contour of volcanites from Fig. 28

Рис. 30. Карта остаточных гравитационных аномалий окрестностей гор Матра. Фрагмент карты З. Сабо и А. Шархидай [SZABÓ—SÁRHDAI 1958] с интерпретацией.

Изолинии через 1 мгал, непрерывные = положительные, прерывистые = отрицательные значения. 1 — дугообразный максимум, однозначно выделяемый; 2 — дугообразный максимум, неоднозначно выделяемый; 3 — дугообразный минимум, однозначно выделяемый; 4 — дугообразный минимум, неоднозначно выделяемый; 5 — разлом; 6 — контур распространения вулканитов с рис. 28.

helyezkedett el, de jelenleg nem lokalizálható (29. ábra). A kúpok lejtőjének külső maradványait az erózió tüntette el.

Mindhárom paleovulkáni kúp (a Nyikomi, az Óvári és a Galyai) közvetlenül a középső riolittufára épült rá (a térképen feltüntetett negyedik paleovulkáni kúp — a Típpanosi — nem esik a vízválasztó gyűrűre és nem közvetlenül a középső riolittufára települt). Bázisfelületük ma a gyűrű belseje felé dől, de a dőlésirányok nem fokozatosan, körív mentén, hanem egyenes szakaszonként változnak, elég hirtelen irányváltásokkal, követve a gyűrű irányváltózásait.

A Mátra egésze nyilvánvalóan DDK felé *lebillent helyzetben* van. Ez azonban csak a gyűrűmenti dőlésszögek D-i összetevőjét növelte és az ÉNy- és DK-i szakaszon megfigyelhető dőlésirányt kissé D felé forgatta el, de nem változtatott azon, hogy az említett paleovulkáni kúpok feküsjék a gyűrű belseje felé dől, vagyis egy besüllyedéses szerkezetet körvonalaz. Ez a besüllyedés a peremi vulkánok képződése után, de a Mátra DDK-i lebillenése előtt játszódott le, vagyis korban a bádeni-szarmata emeleten belülré tehető. Ebből és a gyűrűszerű alakból következően vulkáni kaldera-eredet lenne feltételezhető, de a D-i záródásnak semmi nyoma. Beszakadásos kaldera elsősorban az aljzatdomborzatból minősíthető ezért e kérdésre később térünk vissza.

A mélyszerkezet

A mélyszerkezet elemzésének alapjául a gravitációs térképeket választjuk. A *maradék-anomália térkép* (30. ábra) értelmezésének első lépésében maximum- és minimumvonulatokat, továbbá maximumok és minimumok határát jelző töréseket jelölünk ki. Néhány ilyen objektum többé-kevésbé egyértelműen ismerhető fel, ezek mellett azonban igen sok olyan is van, amelyek kijelölése vagy elhanyagolása szubjektív megítéléstől függ. Az utóbbi kategóriába tartozó objektumok száma szinte korlátlanul nagy lehet, térképünkön azonban csak azokat tüntettük fel, amelyekre a továbbiak során valamilyen értelmezési kísérletben hivatkozunk. Így a vonalas elemeket teljességre való törekvés nélkül ábrázoltuk. Az összkép egységes értelmezéséhez először is a kijelölt elemek természetével kell tisztába jönnünk, ezért a tárgyalást az elemek egyedi elemzésével kezdjük.

A gravitációs anomáliakép fő elemei

A földtanilag legegységelműbb elem kétségtelenül a *Darnó-vonal és kísérő törései*: egészében véve ÉK–DNy-i irányú, DNy felé összetartó olyan vonalak rendszereként jelentkezik, amelyek maximumok és minimumok határán húzódnak, a földtani adatokból ismert árkok–sasbércek határtöréseit jelezve. DNy-on ez a kép Markazig egyértelmű, vagyis a Darnó-törésrendszer jelentősen benyú-

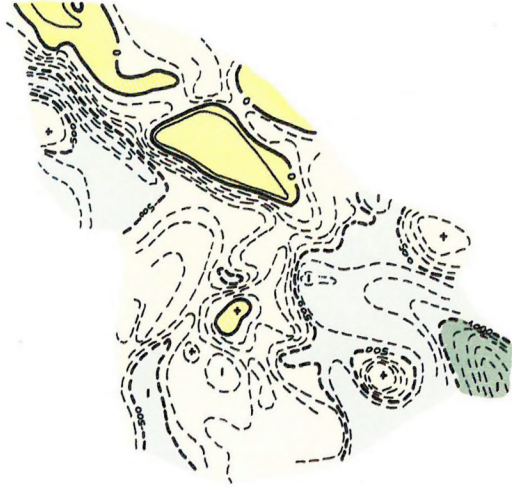
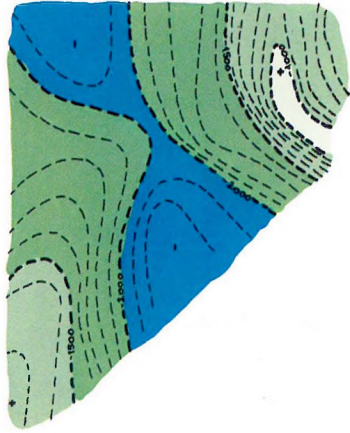
lik a Kelet-Máttra alá. További DNy-i folytatása, az eddiginél jóval kevésbé markánsan, egyetlen vonalként tételezhető fel Abasár–Csány irányában, de az anomáliakép tagoltsága kifejezetten elhaló tendenciát mutat, s Vámosgyörkön túl az anomáliakép önmagában véve már nem lenne elegendő a vonal kijelöléséhez, s a követés csak az ÉK-i rész ismeretében lehetséges, természetesen igen-igen bizonytalanul.

A gravitációs maradék-anomália térkép (30. ábra) legszembevetőbb eleme kétségtől a Hatvantól csaknem Ivádig követhető *íves maximumvonulat* (1), amelynek belső oldalán egy minimumsor (2) húzódik, s ezen túl egy vele közel párhuzamos másik maximumsor is látható Ecséd és Parádsasvár között (3). A két maximumív geometriai középpontja táján egy szabálytalan, de egészében véve *izometrikus maximum* látható Gyöngyöstől K-re („abasári maximum”, 5), amelyet egy nem túl szabályos, viszont teljes *minimumgyűrű* vesz körül (4). Az e minimumgyűrű ÉK-i oldalán Parádsasvár és Domoszló között sorakozó maximumok (6) akár a belső maximumív K-i folytatásaként is felfoghatók, míg hasonló módon egy kijebbi elhelyezkedő ívszakasz körvonalazható Recsktől Vécsig terjedően is (7), amelynek folytatása — már rendkívül bizonytalanul — Detk–Adács irányában sejthető. DNy-on mindkét ívszakasz élesen végződik, egy DNy–ÉK irányú (Tura–Nagyréde) vonallal zárhatóan. Íves elemek által egy vulkáni területen körvonalazott gyűrűszerű szerkezetéről mindig feltételezhetjük, hogy létrejött a vulkanizmussal kapcsolatos. Ahhoz azonban, hogy erről meggyőződjünk, előbb tisztáznunk kell az egyes íves elemek földtani értelmét.

A külső íves maximumvonulat értelmezése

A Hatvan–Ivád közötti külső ív (30. ábra, 1) ÉK-i harmada-fele a földtani térképen (29. ábra) jól látható *antiklinális* tengelyvidéken fut, s így aljzatkiemelkedéssel hozható kapcsolatba (31. ábra). D-i felének nagy része viszont a Máttra Ny-i hegygerincével esik egybe. Valószínűnek látjuk, hogy az ÉK-i szakaszhoz hasonlóan aljzatkiemelkedés és felette antiklinális szerkezet van a DNy-i szakaszon is, a vulkáni tömegek legfeljebb növelik az anomália értékét. Mindennek alapján úgy véljük, hogy az anomáliaívet kiváltó aljzatkiemelkedés a vulkáni működés során vagy azt követően jött létre. Feltűnő azonban, hogy Nagybátontól kezdve az ív mentén a felszínen nyoma sincs vulkanitoknak. Nehezen hihető mélybeli jelenlétük is, mivel vulkáni felépítmények aljzatában a szubvulkáni testeket burkoló felület többnyire egy csúcsával lefelé néző kúphoz hasonlít, vagyis egyre mélyebb szintekben a szubvulkáni testek szóródási területe többnyire csökken. Vulkanitok hiányára mutat ezen a szakaszon a földmágneses anomáliatérkép is (28. ábra). Feltűnő a gravitációs maradék-anomália gyengülése ÉK felé, ami talán az aljzatkiemelkedés fokozatos megszűnésére és nem levágódására mutat.

0 10 20 30 km



31. ábra. A Mátra és környéke kainozoos medencealjzatának domborzati térképe szeizmikus refrakciós szelvények alapján HOBOT [1970] és SZALAY et al. [1972] térképe összeszerkesztve

Szintvonalak 100 m-enként, tszf.: folyamatos, tsza.: szaggatott

Fig. 31. Pre-Tertiary basement relief map of the Mátra area on the basis of refraction seismic profiles; maps: HOBOT [1970] and SZALAY et al. [1972] combined

Isoline interval 100 m, continuous above sea level and discontinuous below sea level

Рис. 31. Карта рельефа докайнозойского фундамента окрестностей гор Матра по данным сейсмических профилей МПВ [НОВОТ 1970 и SZALAY et al. 1972].

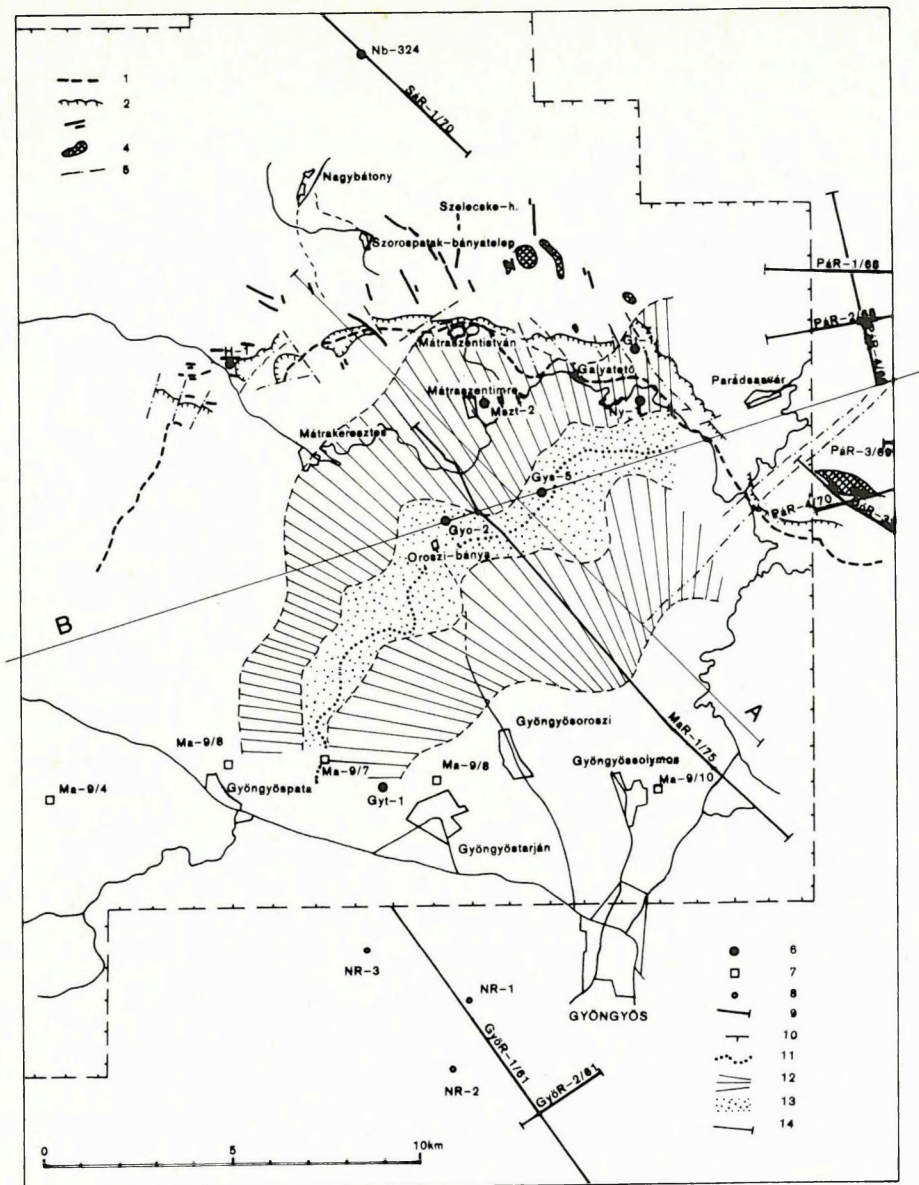
Изолинии через 100 м, непрерывные — выше уровня моря, прерывистые — ниже уровня моря.

Az Ecséd–Parádsasvár közötti ív (30. ábra, 3) a Bouguer-anomália térképen [SZABÓ – SÁRHIDAI 1987a] az előzőknél sokkal markánsabban jelentkezik. A külső ívvel (1) analóg eredetet feltételezve, ez a körülmény úgy lenne értelmezhető, hogy a megfelelő *aljzatkiemelkedés* jóval nagyobb. Az ív teljes hosszában azonban a földtani térkép (29. ábra) nem mutatja semmi jelét valamilye antiklinális szerkezetnek; a vulkáni összlet és a pannon üledékek rétegtani tagolása viszont a térképeken nem elegendő ahhoz, hogy ilyen szerkezet egyáltalán kirajzolódhasson. Ezért ez a tény nem bizonyít és nem cáfol semmit, viszont arra késztet, hogy egyéb adatokat vegyünk figyelembe.

Vulkáni területen az aljzatkiemelkedések kimutatásának legbiztosabb geofizikai módszere (börzsönyi tapasztalatok szerint) a refrakciós szeizmika. A belső íves maximumvonulatot harántoló egyetlen (MaR-1/75) refrakciós szelvényen (32. és 33. ábra) mindkét alsó refraktáló szint határsebessége elég nagy ahhoz, hogy bármelyiket aljzatnak tekintsük. Mindkettőben jól észlelhető kiemelkedés mutatkozik, ami azt bizonyítja, hogy a gravitációs maximum hatója legalább részben ez az aljzatkiemelkedés. A refrakciós szelvényt azonban születése (1975) óta, azaz egy évtizede kíséri dilemma: melyik refraktáló felület felel meg a mezozoikum felszínének. Ezzel kapcsolatban három adatcsoportot vehetünk figyelembe: a fúrási rétegsorokat, a geoelektromos mélyszondázási adatokat és a gravitációs hatásszámítások eredményeit.

Az aljzatkiemelkedések kérdését a továbbiakban két olyan szelvényben elemezzük, amely minden általunk ismert és hozzáférhető adatot tartalmaz (33. és 34. ábra). Az *A* szelvényben (33. ábra) a fúrási (Gyöngyösorosi Gyo-2 és Gyöngyössolymos Gys-5) rétegsorokban észlelt *vulkáni fekvővonal* könnyen összeszerkeszthető a felszíni kibúvásokban levővel, ha feltételezzük e szint ellaposodását a Mátra alatt. A köztes szakaszra bevetíthető Mátraszentimre Mszt-2 fúrás rétegsora alapján a fekvővonalat a szelvényben úgy kell módosítanunk, hogy az Mszt-2 alatt jóval mélyebben legyen (hiányzik a középső riolittufa is!), mint a Gyo-2 és Gys-5 vidékén, s így ez a változat felboltozódást körvonalaz a rétegvulkáni összlet szintjében. A gravitációs maximum tetővidékén a fúrási adatok a rétegvulkáni összlet fekvővonalának helyzetét elég nagy biztonsággal tsza. 400 m körülre rögzítik. Ez a szint 300 m-rel van magasabban a felső és 1300 m-rel az alsó, aljzatnak tekinthető refraktáló szint felett. Ha a két értéket összevetjük a rétegvulkáni összlet alatt a környezet ismeretében várható rétegsorral (35. ábra), megállapíthatjuk: a mélyebb helyzetű refraktáló szint kb. ott van, ahova e rétegsor alapján az oligocén üledékek fekvőjét tehetnénk.

Ennek az egyezésnek az alapján két fő értelmezési lehetőségünk van: (1) ha az aljzatkiemelkedést az üledékösszlet felhalmozódásánál *fiatalabbnak*, pl. a vulkáni működéssel egyidősnek véljük, aljzatként csak a mélyebb helyzetű



32. ábra. A Nyugat-Mátra összesítő vulkán szerkezeti tényanyagtérképe BALLA [1985] és SZALAY et al. [1986] adatai alapján

1-5 — felszíni tényanyag: 1 — vízválasztó, 2 — a középső riolittufa fedővonala, 3 — andezittelér, 4 — szubvulkáni andezittest, 5 — törés; 6-14 — mélyszerkezeti tényanyag: 6 — mélyfúrás, 7 — magnetotellurikus szondázás, 8 — egyenáramú ellenállásmérés, 9 — szeizmikus refrakciós szelvény, 10 — a részletes gravitációs felmérés határa, 11 — Bouguer-anomália gerincvonala, 12 — a Bouguer-anomália nagy gradiensekkel jellemezhető lejtője, 13 — a Bouguer-anomália lejtői közé eső kis gradiensekkel jellemezhető sáv (harántszelvényben tető), 14 — földtani szelvény nyomvonala

refraktáló felületet fogadhatjuk el; (2) ha viszont az aljzatkiemelkedés *idősebb* korából indulunk ki, lehetségesnek kell tartanunk az üledékösszlet vastagságának jelentős csökkenését az aljzatkiemelkedés tetején, s így az aljzatszintnek a magasabb helyzetű refraktáló felülettel való korrelálását is. Eme jelentős vastagságcsökkenés magyarázatára ismét két fő lehetőségünk van: (1) az elvékonyodást *elsődlegesnek* tekintve, az aljzatkiemelkedést az oligocén előtti időkre kell tennünk, viszont (2) azt is gondolhatjuk, hogy az elvékonyodás *erózió következménye* a vulkáni működést megelőző időben. A második esetben az aljzatkiemelkedést kapcsolatba hozhatnánk a miocén vulkáni működés bevezető szakaszában, még az első kitörés előtt lejátszódó felboltozódással. Ennek a lehetőségnek a keretében mindenképpen jelentős eróziós és valamilyen *szögdiszkordanciát* kell feltételeznünk az üledékes rétegsoron belül.

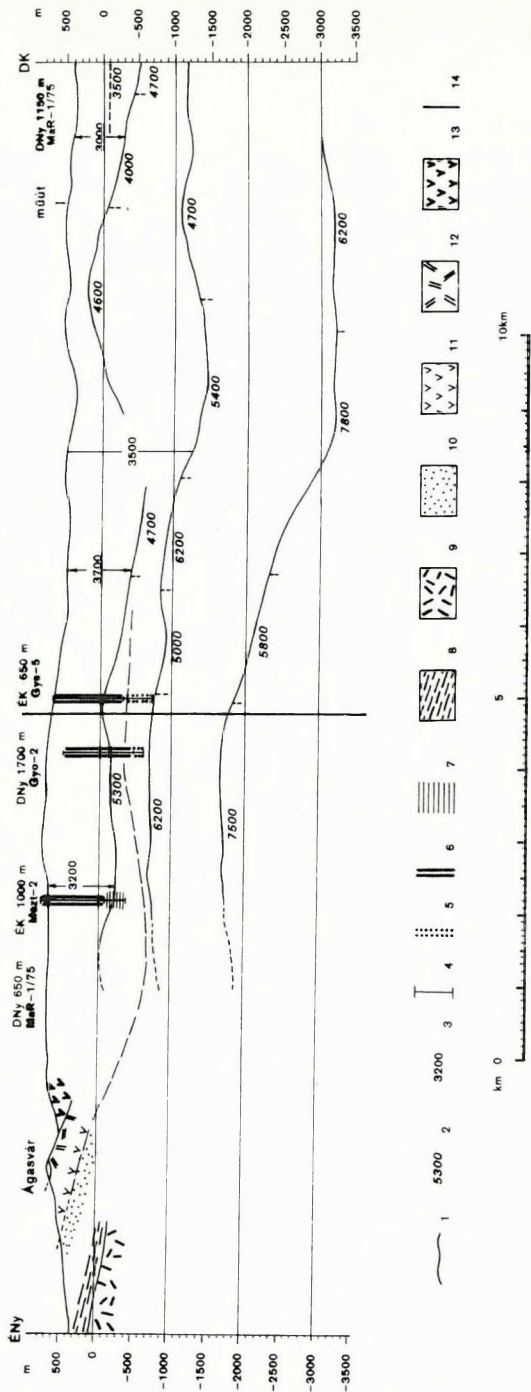
Az alsó riolituffáig lehatoló Gys-5 rétegsorából ítélve és regionális adatokat figyelembe véve, ez a diszkordancia az *oligocén-miocén határ* tájékára lenne rögzíthető. A konkrét vastagságviszonyokból következően ez azt jelentené, hogy az aljzatkiemelkedésen az oligocén gyakorlatilag hiányzik, vagyis *a miocén üledékek pre-oligocén képződményekre települnek*. A regionális adatok alapján ez a helyzet nem tűnik különösebben valószínűnek (a Darnó-vonaltól Ny-ra nincs rá precedens!). A diszkordancia lehetséges időpontja viszont mintegy *tízmillió évvel* előzné meg az andezitvulkánosság megindulását, ami legalább egy nagyságrenddel nagyobb az andezitvulkánosság maximális időtartamánál (0,8–1,0 m. év). Ebből következően igen kevésbé valószínű, hogy egy oligocén-miocén határ környékén lejátszódott aljzatkiemelkedés a középső-miocén andezitvulkánosság előjátéka legyen. Az tehát, hogy a fúrási adatok fényében melyik refraktáló felületet tekintjük az oligocén-miocén medence aljzatának, egyúttal *határozott állásfoglalást* jelent a mindkét változatban létező

Fig. 32. Map of factual material on the volcanic structure of the western Mátra Mountains. After BALLA [1985] and SZALAY et al. [1986]

1–5 — superficial factual material: 1 — watershed, 2 — trace of the top of the Middle Rhyolitic Tuff, 3 — andesitic dyke, 4 — subvolcanic andesite body, 5 — fault; 6–14 — factual material on the deep structure: 6 — borehole, 7 — magnetotelluric sounding point, 8 — dc resistivity sounding point, 9 — refraction seismic profile, 10 — contour of detailed gravity measurements, 11 — crest line of the Bouguer anomaly, 12 — steep slope of the Bouguer anomaly, 13 — gentle slope of the Bouguer anomaly (top in cross sections), 14 — line of geological section

Рис. 32. Сводная карта фактического материала по вулканоструктуре Западной Матры по данным З. Балла [BALLA 1985] и И. Салаи и др. [SZALAY et al. 1986]:

1–5 — фактический материал по дневной поверхности: 1 — водораздельная линия, 2 — линия выхода кровли среднего риолитового туфа, 3 — андезитовая дайка, 4 — субвулканическое андезитовое тело, 5 — разлом; 6–14 — фактический материал по глубинному строению: 6 — буровая скважина, 7 — точка МТЗ с номером, 8 — точка ВЭЗ, 9 — профиль сейсморазведки, 10 — контур детальной гравиразведки, 11 — осевая линия аномалии Буге, 12 — склон аномалии Буге с большими градиентами, 13 — полоса малых градиентов, находящаяся между склонами с большими градиентами (в поперечном разрезе — свод), 14 — геологический разрез.



aljaztkiemelkedés *korát és eredetét* illetően: nem gondolhatjuk egyszerre, hogy az aljzatszfél a magasabb helyzetű refraktáló szinttel esik egybe és hogy az aljzatkemelkedés a miocén andezitvulkánosság következménye, hanem választanunk kell e két egymást kizáró lehetőség közül.

Láttuk, hogy a rendelkezésre álló felszíni és fúrásos földtani adatok nem tesznek lehetővé megnyugtató választást. A probléma megoldását *gravitációs modellszámításokkal* kíséreltük meg két egymást keresztező alapszelvényben oly módon, hogy a modellek a szelvénykeresztződésben azonosak legyenek. A modellszámítás eredményei a következők:

1. A *felső refraktáló szintet* aljzatnak tekintve, az *A* szelvényben (36. ábra) elfogadható, de a *B* szelvényben irreális modellel reprodukálható az anomália-kép: fel kell tételeznünk, hogy a vulkáni összlet csaknem teljes felszíni elterjedési szakaszán a rétegvulkáni összlet és a miocén feküüledék (300 m) szintjében mindenütt tömör andezit van. A sűrűség-többlet „áthelyezése” az aljzat szintjébe („szubvulkáni gyökér”) a képen alig változtat, mivel az andezit sűrűség-többlete az aljzat kőzeteihez képest kicsi (max. $0,05 \text{ g/cm}^3$), az aljzatba „helyezett” tömeg távolsága a felszíntől viszont nagy (min. 1 km). Ezért geometriailag elfogadható képet csak irreálisan nagy ($2,65 \text{ g/cm}^3$ -t jelentősen meghaladó) sűrűségekkel kaphatnánk, ami a modellt földtanilag valószínűtlenné teszi.

33. ábra. Az *A* földtani-geofizikai szelvény tényanyaga

1-3 — a MaR-1/75 refrakciós szeizmikus szelvény [SZALAY et al. 1976] bevetített adatai: 1 — refraktáló felület, 2 — határsebesség, 3 — intervallumsebesség; 4-7 — bevetített mélyfúrási adatok: 4 — mélyfúrás tengelye, 5 — harántolt rétegvulkáni összlet, 6 — harántolt üledékösszlet, 7 — bizonytalan minősítésű (szubvulkáni? rétegvulkáni?) andezit; 8-9 — köszénkutató fúrások adatai: 8 — üledékösszlet, 9 — alsó riolituffa; 10-13 — földtani térképezés adatai: 10 — üledékösszlet, 11 — alsó andezit, 12 — középső riolituffa, 13 — felső andezit; 14 — a *B* földtani-geofizikai szelvény (l. a 34. ábrán) metszésvonala. Helyszínrajz a 32. ábrán

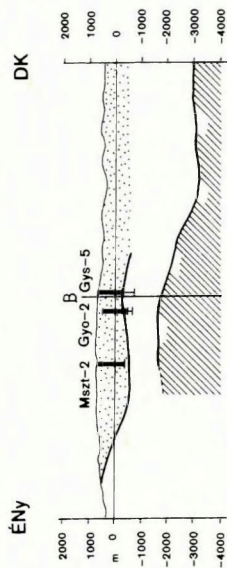
Fig. 33. Factual material of geological-geophysical cross section *A*

1-3 — projected data of refraction seismic profile MaR-1/75 [SZALAY et al. 1972]: 1 — refraction horizon, 2 — head wave velocity, 3 — average velocity; 4-7 — projected drilling data: 4 — borehole, 5 — penetrated stratovolcanic complex, 6 — penetrated sedimentary complex, 7 — andesite of ambiguous (subvolcanic? stratovolcanic?), origin; 8-9 — data from coal prospecting boreholes: 8 — sedimentary complex, 9 — Lower Rhyolitic Tuff; 10-13 — data from geological mapping: 10 — sedimentary complex, 11 — Lower Andesite, 12 — Middle Rhyolite Tuff, 13 — Upper Andesite; 14 — intersection of geological-geophysical profile *B* (see on Fig. 34). For location see Fig. 32

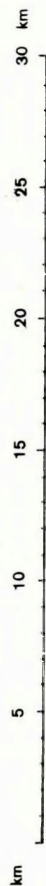
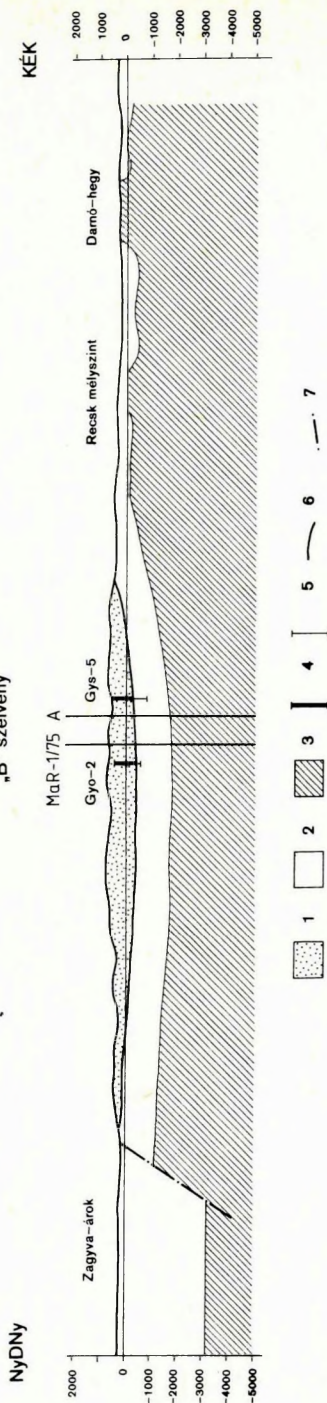
Рис. 33. Фактический материал по геолого-геофизическому разрезу *A*:

1-3 — данные сейсмического профиля MaR-1/75 [SZALAY et al. 1976], спроектированные в плоскость разреза: 1 — преломляющая поверхность, 2 — граничная скорость, 3 — интервальная скорость; 4-7 — буровые данные, спроектированные в плоскость разреза: 4 — буровая скважина с номером, 5 — стратовулканический комплекс в скважине, 6 — осадочная толща в скважине, 7 — андезиты неясной позиции (субвулканические? стратовулканические?) в скважине; 8-9 — данные скважин на уголь: 8 — осадочная толща, 9 — нижний риолитовый туф; 10-13 — данные геологической съемки: 10 — осадочная толща, 11 — нижние андезиты, 12 — средний риолитовый туф, 13 — верхние андезиты; 14 — след геолого-геофизического разреза *B* (см. на рис. 34). Положение см. на рис. 32.

"A" szelvény



"B" szelvény



II. Az *alsó refraktáló szintet* aljzatnak tekintve, és a Mátra tszf. tömegére megtartva a Bouguer-anomália térkép előállításához használt $2,4 \text{ g/cm}^3$ sűrűséget, a gravitációs anomáliamenetet csak az aljzat feletti tömegek irreálisan nagy sűrűségével lehet reprodukálni (37. ábra).

III. Reális modellt csak úgy kapunk mindkét szelvényben, ha az aljzat felszínét az alsó refraktáló szinttel azonosítjuk (38. ábra), a Mátra tszf. részében *egyenlőtlen eloszlású sűrűség-többletet*, az aljzaton belül pedig *andezitgyökeret* tételezünk fel. Ezen utóbbi mélységi kiterjedése 2 km függőleges vastagságon túl a felszíntől való nagy távolság következtében az anomáliamenetet már gyakorlatilag nem befolyásolja. Az aljzatszélvénnyel kapott sűrűség-többletet földtanilag háromféleképpen magyarázható: a harmadidőszaki üledékek sűrűségének megnövekedésével, szubvulkáni andezitintrúziók megjelenésével és eocén vulkáni ösztlet fellépésével. A Gyo-5 és Gys-5 fúrás rétegsora szubvulkáni intrúziók jelenlétét igazolja az üledékösztlet szintjében, a Gys-5 rétegsora pedig emellett az üledékek sűrűségének jelentős megnövekedését (olyannyira, hogy az első leírásnál ezeket az üledékeket a mezozoikumba tartozónak vélték). Eocén rétegvulkáni ösztlet jelenlétére semmiféle földtani adat nem mutat.

A gravitációs modellszámításokból tehát az következik, hogy a *mezozoos aljzat felszíne a legalsó refraktáló szintre illesztendő*, s erre az aljzatra „normális” vastagságú oligocén-miocén üledékösztlet települ, az aljzatkiemelkedés felett szubvulkáni intrúziók megjelenése és az üledékes közetek elváltozásai által jelentősen megnövelt átlagsűrűséggel.

A *magnetotellurikus szondázások* eredményei szerint a nagy ellenállású aljzat az alulról második („felső”) refraktáló szintre illeszthető, s felette egy rendkívül kis ($10 \text{ } \Omega\text{m}$ körüli) ellenállású geoelektromos réteg követhető a Nyugat-Mátra területének nagy részén. Kivételt csak a Bouguer-anomália tetővidékén, a Gyöngyösoroszi bányamezőtől a Nyírjesi ércfelér körzetéig húzódó keskeny sáv képez. Kis ellenállása alapján ez a réteg egy laza üledékekből álló ösztlettel

34. ábra. Földtani-geofizikai szelvények a Nyugat-Mátrán keresztül (szubvulkáni intrúziók elhagyva)









1 — rétegvulkáni ösztlet; 2 — harmadidőszaki üledék; 3 — kainozoosnál idősebb képződmények; 4 — rétegvulkáni ösztlet fúrásban; 5 — üledékösztlet fúrásban; 6 — ösztletelhatár; 7 — törés. Helyszínrajz a 32. ábrán

Fig. 34. Geological-geophysical cross sections across the western Mátra Mountains (subvolcanic intrusions omitted)

1 — stratovolcanic complex; 2 — Tertiary sediments; 3 — pre-Cenozoic formations; 4 — stratovolcanic complex in borehole; 5 — sedimentary complex in borehole; 6 — boundary of complexes; 7 — fault. For location see Fig. 32

Рис. 34. Геолого-геофизические разрезы через Западную Матру (без субвулканических интрузий):

1 — стратовулканическая толща; 2 — третичные отложения; 3 — докайнозойские образования; 4 — стратовулканическая толща в скважине; 5 — осадочная толща в скважине; 6 — контакт толщ; 7 — разлом. Положение см. на рис. 32.

Kor	Összlet	—	Vastagság		Várható sűrűség g / cm ³
			m	fúrás	
Miocén	Felső andezit (1)		> 900	Msz-2	2.4 ±0.1
	Középső riolittufa (2)		250	Gyo-2	
	Alsó andezit (3)		350		
	Felső üledék (4)		320	Rm - 103 Rm - 109	2.2 ±0.1
	Alsó riolittufa (5)		80		
	Alsó üledék (6)		160		
Oligocén	Üledék (7)		1050		
Triász	aljazat (8)		—	—	2.6 ±0.1

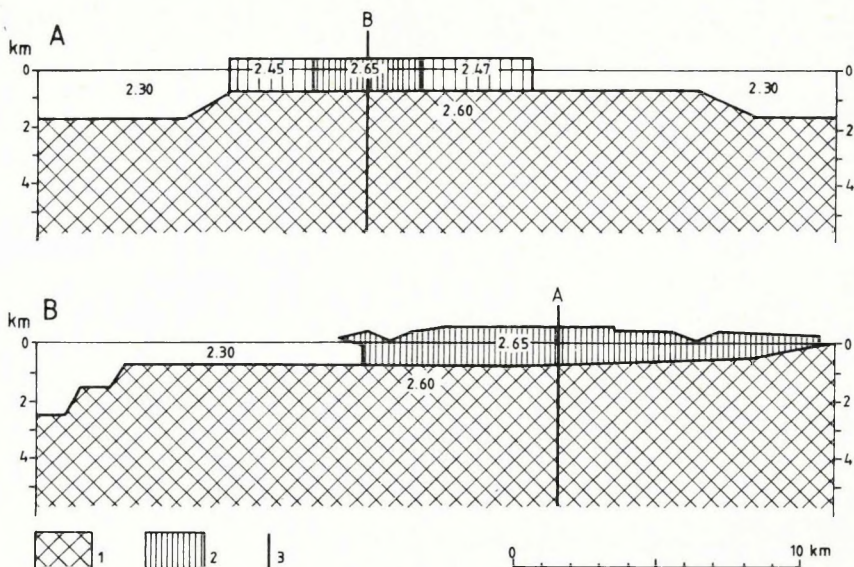
35. ábra. A Nyugat-Mátra belsejének várható rétegsora (szubvulkáni intrúziók nélkül) az összetetek átlagos sűrűségeivel

Fig. 35. Expectable stratigraphic column of the interiors of the western Mátra Mountains (subvolcanic intrusions omitted) with average densities of complexes

In the head, from the left: Age; Formation; Thickness; m, borehole; Expectable density. (1)–(6) — Miocene: (1) — Upper Andesite complex, (2) Middle Rhyolite Tuff, (3) — Lower Andesite complex, (4) — Upper sedimentary complex, (5) — Lower Rhyolite Tuff, (6) — Lower sedimentary complex; (7) — Oligocene sediments; (8) — Triassic basement

Рис. 35. Прогнозный геологический разрез центральных частей Западной Матры (без субвулканических интрузий) с указанием средних объемных весов толщ.

Во главе столбцов слева: Возраст. Свита. Мощность: м, скважина. Ожидаемая плотность. (1)–(6) — миоцен: (1) — комплекс верхних андезитов, (2) — средний риолитовый туф, (3) — комплекс нижних андезитов, (4) — верхняя осадочная пачка, (5) — нижний риолитовый туф, (6) — нижняя осадочная пачка; (7) — олигоценовые отложения; (8) — триасовый фундамент.



36. ábra. Gravitációs modellszámítás a mért Bouguer-anomáliák reprodukálására az *A* és *B* földtani–geofizikai szelvény mentén, I. Alapfeltevés: a MaR–1/75 szelvény (adatait l. a 33. ábrán) alulról második refraktáló szintje esik egybe az aljzat felszínével

1 — kainozoosnál idősebb képződményekből álló aljzat; 2 — rétegvulkáni összlet vagy intrúziókkal átjárt, esetleg hidrotermális metasomatózis következtében elváltozott rétegvulkáni és/vagy üledékes összlet vagy az aljzaton belül rekedt intruzív tömeg; 3 — a másik földtani–geofizikai szelvény metszésvonala. Helyszínrajz a 32. ábrán

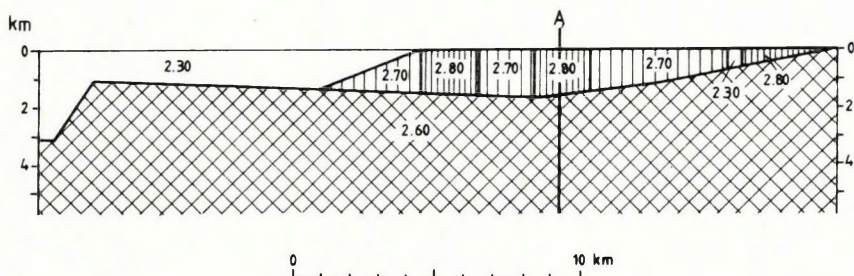
Fig. 36. Gravity model calculations reproducing Bouguer anomalies along geological–geophysical profiles *A* and *B*, I. Basic assumption: basement surface coincides with the refraction horizon second from the bottom in profile MaR–1/75 (see Fig. 33)

1 — pre-Cenozoic basement; 2 — stratovolcanic complex or stratovolcanic/sedimentary complex with intrusions or altered due to hydrothermal metasomatism or intrusive body within the basement; 3 — intersection of the other geological–geophysical section. For location see Fig. 32

Рис. 36. Плотностная модель, воспроизводящая аномалии Буге, измеренные вдоль геолого-геофизических разрезов *A* и *B*, I. Основное допущение: поверхность фундамента совпадает со второй снизу преломляющей поверхностью профиля MaR–1/75 (см. на рис. 33):

1 — докайнозойский фундамент; 2 — стратовулканический комплекс или же пронизанная интрузиями и/или претерпевшая гидроtermальный метасоматоз толща вулканитов и/или осадочных пород или же интрузивное тело внутри фундамента; 3 — след другого геолого-геофизического разреза. Положение см. на рис. 32.

lenne azonosítható, amelyben szubvulkáni intrúziók csak igen kis szerepet játszanának, de a földtani értelmezéstől függetlenül is egy kis (maximum $2,3 \text{ g/cm}^3$) átlagsűrűségű képződménynek felelne meg. A magnetotellurikus szondázások alapján az előzőkkel (36–38. ábra) azonos nyomvonalak mentén Nemesi L. által szerkesztett szelvények gravitációs anomália-menetét csak *irreális sűrűségeloszlással* (39. ábra) sikerült reprodukálnunk, a gravitációs anomáliaképet tehát nem sikerült összhangba hoznunk a magnetotellurikus adatokkal.

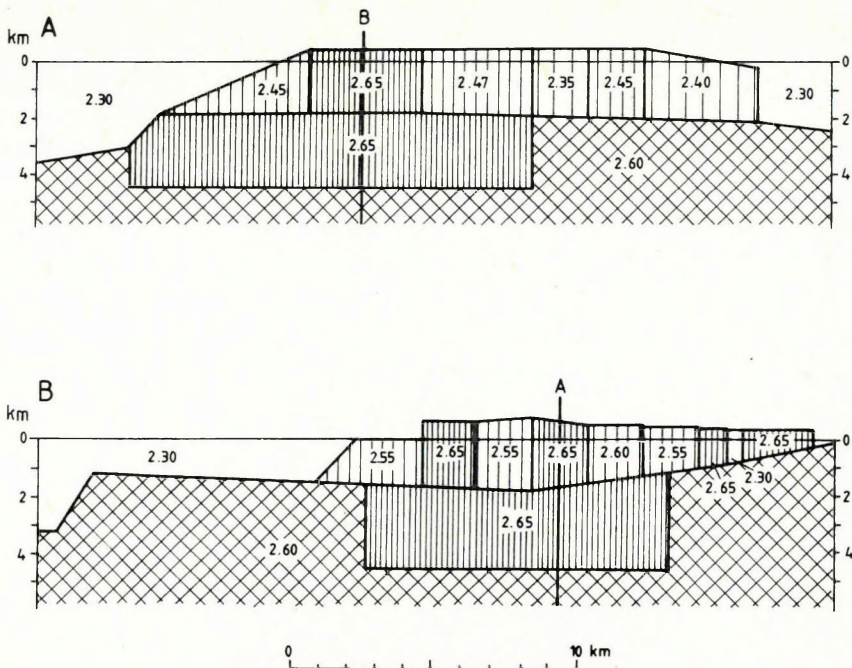


37. ábra. Gravitációs modellszámítás a mért Bouguer-anomáliák reprodukálására a *B* földtani–geofizikai szelvény mentén, II. Alapfeltevés: a MaR–1/75 szelvény legalsó refraktáló szintje esik egybe az aljzat felszínével. A Mátra hegység tengerszint feletti tömegének átlagos sűrűsége is állandó és egyezik a Bouguer-anomália térkép előállításához használt $2,4 \text{ g/cm}^3$ értékkel
Helyszínrajz a 32., jelmagyarázat a 36. ábrán

Fig. 37. Gravity model calculations reproducing Bouguer anomalies along geological–geophysical profile *B*, II. Basic assumptions: basement surface coincides with the lowermost refraction horizon in profile MaR–1/75 and the density of the masses above sea level equals to 2.4 g/cm^3 used for Bouguer correction in the Mátra Mountains For location see Fig. 32, for legend see Fig. 36

Рис. 37. Плотностная модель, воспроизводящая аномалии Буге, измеренные вдоль геолого-геофизического разреза *B*, II. Основное допущение: поверхность фундамента совпадает с нижней преломляющей поверхностью профиля MaR–1/75 (см. на рис. 33), а средняя плотность масс, слагающих Матру выше уровня моря, постоянна и совпадает с величиной $2,4 \text{ г/см}^3$, использовавшейся в построении карты аномалий Буге.

Положение см. на рис. 32, условные обозначения — на рис. 36.



38. ábra. Gravitációs modellszámítás a mért Bouguer-anomáliák reprodukálására az *A* és *B* földtani-geofizikai szelvény mentén, III. Alapfeltevés: a MaR-1/75 szelvény legalsó refraktáló szintje esik egybe az aljzat felszínével. A Mátra hegység tengerszint feletti tömegének átlagos sűrűsége változó

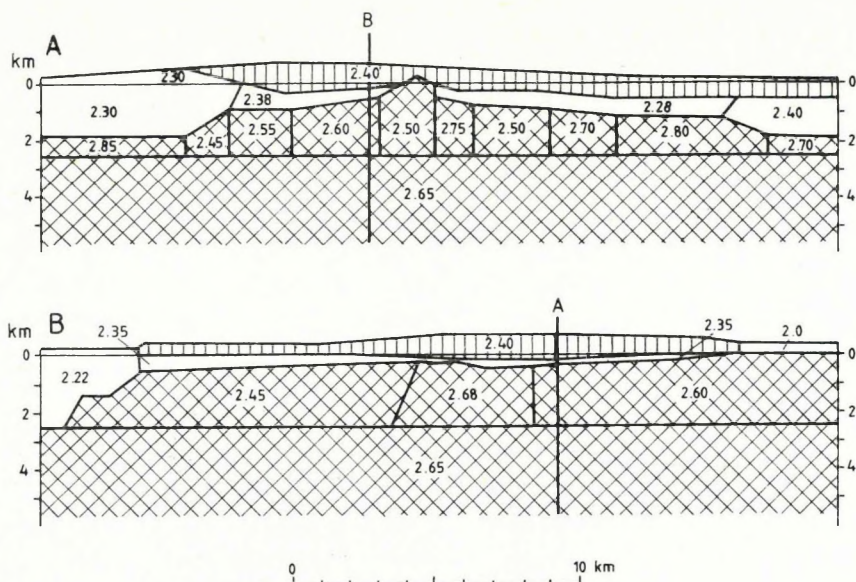
Helyszínrajz a 32., jelmagyarázat a 36. ábrán

Fig. 38. Gravity model calculations reproducing Bouguer anomalies along geological-geophysical profiles *A* and *B*, III. Basic assumptions: basement surface coincides with the lowermost refraction horizon in profile MaR-1/75 and the density of the masses above sea level is variable

For location see Fig. 32, for legend see Fig. 36

Рис. 38. Плотностная модель, воспроизводящая аномалии Буге, измеренные вдоль геолого-геофизических разрезов *A* и *B*, III. Основное допущение: поверхность фундамента совпадает с нижней преломляющей поверхностью профиля MaR-1/75 (см на рис. 33), а плотность масс, составляющих Матру выше уровня моря, непостоянна.

Положение см. на рис. 32, условные обозначения — на рис. 36.



39. ábra. Gravitációs modellszámítás a mért Bouguer-anomáliák reprodukálására az *A* és *B* földtani–geofizikai szelvény mentén, IV. Alapfeltevés: a szelvény megfelel a magnetotellurikus szondázás adatainak. Helyszínrajz a 32., jelmagyarázat a 36. ábrán

Fig. 39. Gravity model calculations reproducing the Bouguer anomalies along geological–geophysical profiles *A* and *B*, IV. Basic assumption: the profile corresponds to magnetotelluric data

For location see Fig. 32, for legend see Fig. 36

Рис. 39. Плотностная модель, воспроизводящая аномалии Буге, измеренные вдоль геолого-геофизических разрезов *A* и *B*, IV. Основное допущение: разрез соответствует данным МТЗ.

Положение см. на рис. 32, условные обозначения — на рис. 36.

Összesítve, földtanilag két lehetőség rajzolódott ki. 1 — *vulkánosságtól független* „idős” aljzatkiemelkedés a Mátra alatt: a prekainozoos képződmények felszíne egybeeshet a magasabb helyzetű refraktáló szinttel; 2 — *vulkánosság során létrejött* „fiatal” aljzatkiemelkedés a mátrai paleovulkán centrumában: a prekainozoos képződmények felszíne a mélyebb helyzetű refraktáló szinttel esik egybe. A magnetotellurikus szondázás az (1), az eddig lefolytatott gravitációs hatásszámítás pedig a (2) változat mellett szól. A *szubvulkáni intrúziók elterjedési területe* a magnetotellurikus szondázások szerint kis méretű és csak a felszínről ismert ércindikációk és -előfordulások körzetére szorítkozik. A gravitációs maradék-anomáliákból körvonalazható összkép és az eddigi

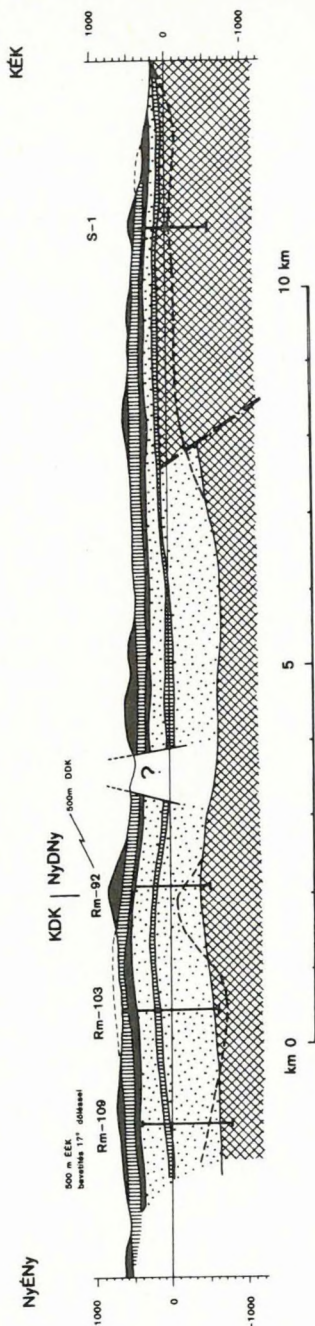
gravitációs modellszámítások szerint az intruzív képződmények elterjedése jóval nagyobb. Egészében véve a gravitációs adatokból kapott képet látjuk valószínűbbnek, de a kérdés csak újabb mélyfúrási adatok nyomán lenne eldönthető.

A belső íves maximumvonulat K-i folytatásáról

A belső íves maximum (30. ábra, 3) Parádsasváron túli K-i folytatását Domoszló felé tételezhetjük fel (6). A miocén képződmények települési viszonyainak összefüggését a mélyszerkezettel egy — a *Kelet-Mátra É-i lejtője* mentén a középső riolittufa fedővonala tájékán vezetett, egy iránytörést tartalmazó, de egyébként egyenes vonalú — szelvényben (40. ábra) tanulmányoztuk. A szelvényben jól látható, hogy a miocén rétegek *lapos boltozatot* alkotnak, amelynek magassága legalább 300 m-re tehető (figyelembe véve, hogy a szelvény mindkét szakasza oly módon tér el mind a regionális csapásiránytól, mind a valószínű boltozattengelyre merőleges iránytól, hogy a szelvénymenti dőlés, s így a magasság is, a valószínűságnál kisebbnek mutatkozik). Minden bizonnyal a felboltozódás következménye az, hogy a Kelet-Mátra É-i lejtőjén a miocén rétegsoroptok a térképen D felé domborodó ívet képeznek.

A szelvényvonal alatti képződmények szerkezete rosszul ismert. Ezen a szakaszon *három mélyfúrás* van: az Rm-109, -103 és -92. Az első kettő rétegsora egészen az oligocén agyagmárga–aleurolit összlet fekéjéig korrelálható egymással és a felszíni földtani képpel. A jelzett összlet alatt azonban az Rm-109 felsőeocén–alsóoligocén korúnak minősített kovás agyaggalát (127,4 m vastagságban), majd mezozoos alaphegységet tárt fel, míg az Rm-103 előbb oligocénbe sorolt andezittufitot (140,0 m vastagságban), majd felsőeocénbe sorolt andezitet (27,0 m vastagságban, talpig) tárt fel; az utóbbi szubvulkáni eredete, s így intruzív települése, véleményünk szerint nem zárható ki, vagyis a rétegsor csak a tufit talpáig (1223,0 m) biztos. Mindenesetre tény, hogy ugyanazon oligocén üledékösszlet alól a két fúrásból lényegesen eltérő képződményeket írtak le: kovás üledékeket (Rm-109) és andezittufitot (Rm-103).

A harmadik (Rm-92) fúrás rétegsora az előzőkétől lényegesen eltér: 441,0 m-ig piroxénandezit, agglomerátum és tufa váltakozott, majd 1151,0 m-ig különböző mértékben szkarnosodott márga, exoszkarn és csomóspala következett egymással és piroxénandezitekkel váltakozva, ezután 1192,0 m-ig dolomit-márgát, innen talpig (1200,0 m-ig, azaz 8 m vastagságban) pedig ismét piroxénandezitet írtak le. 441 m-ig miocént, 1151 m-ig eocént, 1192,0 m-ig triászt jelöltek. Ez a rétegsor azonban kételyeket ébreszt. A közeli külszíni kibúvások adataiból ítélve, a fúrás rétegsorában kb. 100–150 m-től kezdődően a középső riolittufa lett volna várható kb. 100–150 m vastagságban, majd alatta mintegy 1000 m vastagságban az Rm-109 és -103 miocén–oligocén rétegsora. Miocén rétegvulkáni összlet jelenléte 441 m-ig meglehetősen valószínűtlennek látszik.



40. ábra. A C földtani szelvény a Kelet-Mátra északi lejtője mentén (szubvulkáni intrúziók elhagyva; helyzete a 29. ábráról olvasható le)

1 — rétegvulkáni andezitösszet; 2 — riolitufa; 3 — oligocén és miocén üledékösszet; 4 — mezozoos aljzat; 5 — Darnó-vonal; 6 — alsó refraktáló felület a szeizmikus szelvényeken [SZALAY et al. 1972]

Fig. 40. Geological section C along the northern slope of the eastern Mátra Mountains (subvolcanic intrusions abandoned; for location see Fig. 29)

1 — andesitic stratovolcanic complex; 2 — rhyolite tuff; 3 — Oligocene and Miocene sediments; 4 — Mesozoic basement; 5 — Darnó line; 6 — lower refraction horizon in seismic profiles [SZALAY et al. 1972]

Рис. 40. Геологический разрез С вдоль северных склонов Восточной Матры (без субвулканических интрузий); положение см. на рис. 29.

1 — стратовулканический андезитовый комплекс; 2 — риолитовые туфы; 3 — олигоценные и миоценовые отложения; 4 — мезозойский фундамент; 5 — линия Дарно; 6 — нижняя преломляющая поверхность на сейсмических профилях [SZALAY et al. 1972].

Ugyanígy kevésbé valószínű az eocén vulkáni-üledékes összlet megjelenése ettől a mélységtől: ehhez az kellene, hogy a mindössze 1800 m-re levő Rm-103 fúrás közel 1000 m vastagságú oligocén-miocén üledékösszlete nyom nélkül tűnjön el DK felé, az Rm-92 fúrás 700 m vastag eocén összlete pedig ugyanígy tűnjön el ÉNy felé vagy zökkenjen le legalább 800 m-t, s mindezt úgy, hogy a kainozoikum feküje az Rm-109 és -92 fúrásban közel azonos szinten maradjon.

Az Rm-92 fúrás értékelésében abból indulunk ki, hogy az eocén „rétegvulkáni összlet” nem tartalmaz piroklastikumokat, s csupán elváltozott üledékes kőzetek és andezitek váltakozásából áll. Ennek alapján valószínűnek látjuk, hogy andezit-intrúziókkal átjárt üledékösszlettel van dolgunk. Szelvénybeli helyzete alapján ez a szomszédos fúrások oligocén-miocén üledékösszletével korrelálható, ha pedig ez így van, az andezitek csak miocén korúak lehetnek. Ennek fényében valószínűnek látjuk, hogy az Rm-103 legalján feltárt piroxén-andezit is miocén korú. Az Rm-92 fúrásban a 441 m feletti szakasz szubvulkáni andezitekből áll, a „tufa” és „agglomerátum” minősítések pedig 150 m-től kezdődően alapos ellenőrzésre szorulnak. Amennyiben valóban miocén rétegvulkáni összlet van 441 m-ig, akkor vetőt kell feltételeznünk a fúrás rétegsorában, amely ezt a rétegvulkáni összletet a földtani szelvény egyéb tagjaihoz képest mélyebb helyzetbe hozza. A szelvény és a fúrás térképi helyzete alapján eme vető csapása NyÉNy-KDK, Ny-K vagy NyDNy-KÉK lehetne, a rétegsorok alapján minimális elvetési magassága pedig 300 m-nek adódik.

Az Rm-92 rétegsorának vázolt értelmezése összhangban áll azzal a képpel, amelyet a Kelet-Mátra É-i lejtőjén a földtani térkép (29. ábra) mutat, nevezetesen, hogy a miocén slír, az alsó riolittufa, sőt az oligocén üledékek magasabb szintjei is néhol részben vagy egészben szubvulkáni intrúziókkal helyettesítődnek (Som-hegy, Pál-bikk, Csákánykő stb.).

A tárgyalt három fúrás tehát szerintünk nem ad alapot eocén vulkáni képződmények kijelölésére, bár közeli jelenlétükkel (1,5–2 km ÉK-re) összhangban van az oligocénbe sorolt „andezittufit” (Rm-103), amely akár áthalmozási termék is lehet. A fúrások alapján a mezozoos aljzat felszínének domborzata meglehetősen egyszerűnek látszik, összhangban a miocén rétegcsoportok településével és azok fokozatos K-i irányú elvékonyodásával (40. ábra). A refrakciós szeizmika adataiból az Rm-92 fúrás körzetében igen meredek, 400–600 m magas aljzatkiemelkedésre következtettek. Véleményünk szerint a megfelelő refraktáló felület domborzatát a nagy mennyiségben megjelenő andezit intrúziók és az oligocén-miocén üledékek erős átalakulása torzította el.

A miocén felboltozódás gyakorlatilag a recski alaphegység-kiemelkedés és a hozzá kötődő eocén rétegvulkáni-szubvulkáni vonulat D-i folytatásába esik. Ennek alapján kapcsolat tételezhető fel a kettő között. E kapcsolat legegyszerűbb formája az, hogy *a recski eocén andezitterület a miocénban is kiemelkedett*. Ezzel teljes összhangban van a körzet rajzolata földtani térképeken:

a recski eocén andezitösszlet a Kelet-Máttra íve által körvonalazott boltozat magjában bukkan felszínre.

Ha csak a Kelet-Máttra lejtőjére szerkesztett szelvényekből kapott minimális értéket (300 m) vesszük figyelembe, ez is felére csökkenti a recski aljzatkiemelkedés miocén előtti amplitúdóját. Ha Recsk irányában a miocén boltozat növekedésével számolunk, a miocén előtti állapotra kapott maradék tovább csökken, esetleg el is tűnik. Így tehát *a kékesi gravitációs maximum területén nincs eocén vulkáni összlet*, viszont hozzá egy *miocén vulkán centrum* kötődik. Ezen az alapon tehát ez a maximum az Ecséd–Parádsasvár ív folytatásába illik, amit az Rm-92 és a Gys-5 fúrás rétegsorának hasonlósága is alátámaszt. Valószínűnek látjuk, hogy a köztes parádóhutai maximum is ugyanilyen jellegű, s a szomszédos recski maximum a maga eocén vulkáni összletével és intrúziójával mindezekhez képest idegen képződmény. A további folytatásba eső maximumra Domoszlótól É-ra (30. ábra, 6) nincs sem felszínközeli, sem mélyszerkezeti adatunk.

A külső íves maximumvonulat K-i folytatásáról

A Recsktől K-re levő Darnó-hegytől kezdődően rövid, de határozottan íves maximumsor követhető Vécsig (30. ábra, 7). A sor első két tagja felszíni aljzatkibúvásokra esik: a Ny-i a Darnó-hegyre, a K-i a siroki Vár-hegyre. Mindkét maximum egyúttal egy-egy, a Darnó-vonallal párhuzamos vonulat DK-i zárótagjaként is felfogható. Az íves maximumvonulatra merőlegesen a földtani térkép kiemelkedést jelez a miocén fekéjében. Délebbre a kiemelkedés biztos jelei eltűnnek, esetleg ilyen jel a vulkáni összletet fedő miocén üledékek messze lenyúló sávja negyedidőszaki üledékek hátterén (29. ábra).

A Kelet-Máttra É-i lejtőjére szerkesztett C' földtani szelvény (40. ábra) a tárgyalt íves maximumsorra közel merőleges. Benne azonban nem az ÉNy-DK irányú maximumsor jelentkezik boltozatként, hanem az erre közel merőleges darnó-hegyi sasbérc DNy-i folytatása. Ugyanakkor a miocén összlet minden tagjának vastagsága csökken az íves maximumsorhoz közeledve, vagyis *középsőmiocén előtti aljzatkiemelkedést* jelez, amely a vulkanizmus során már nem újult ki. Mivel szelvényünk a maximumsor tengelyében végződik, nem lehetünk biztosak abban, hogy a miocén vastagsága a túloldalon ismét növekedni kezd. Kétségtelen viszont, hogy itt, akárcsak a DNy-Bükk nagy részén, hiányzik az oligocén, s a miocén közvetlenül mezozoikumra települ. Oligocén a Darnó-vonalon túl jelenik meg, s ez a szituáció, amint az régóta ismeretes [TELEGDI ROTH, 1937], miocén előtti nagy amplitúdójú mozgásokat rögzít, amelyek azonban magára a Darnó-vonalra korlátozódnak.

Összesítve tehát megállapíthatjuk, hogy a tárgyalt íves maximumsor szerkezeti egységessége eleve kétséges, de még ha az valóság is, a megfelelő íves szerkezet a miocén vulkánosságnál csak idősebb lehet. A Darnó-sasbérc

viszont a középsőmiocén után enyhe boltozatként kiújult, amely — a recskivel párhuzamos lévén — megerősíti azt a feltevésünket, hogy a recski ÉÉK-DDNy tengelyű aljzatkiemelkedés is kiújult a miocénben.

Az abasári maximum és az azt körülvevő minimumgyűrű

A gravitációs maradék-anomália kép mátrai koncentrikus rendszerének (30. ábra, 5) középpontjában elhelyezkedő abasári maximum a földtani térképen jól felismerhető, mivel két beöblösödés körvonalazza (29. ábra). Így Ny-K irányú szelvényben a minimumokkal körülvett maximum *süllyedésekkel szegélyezett kiemelkedésként* jelentkezik a *miocén andezitösszlet fedődomborzatában*. Nincs azonban semmiféle adatunk arra vonatkozóan, hogy jelentkezik-e ez a szerkezet az andezitösszlet feküdomborzatában és/vagy mélyebb szinteken. Tisztázatlan tehát, hogy mélyszerkezetet tükröz-e az abasári maximum és annak minimumgyűrűje.

A Zagyva-árokról

Bár nem tartozik a szoros értelemben vett Nyugat-Mátrához, a Zagyva-árkot, amely a mai domborzatban lehatároló szerkezetként jelenik meg, mégis érintenünk kell. Az árok mindkét oldalán ugyanolyan korú és összetételű rétegvulkáni összlet van a felszínen, s ez É-on összefüggően követhető a Mátrától a Cserhátig. Ennek alapján feltételezik, hogy a Zagyva-árok fiatalabb üledékei alatt mindenütt megvan ugyanez az andezitösszlet. Ezt a felfogást megerősítette a Zagyva-árok Ny-i oldalára telepített *Szirák-2 mélyfúrás* rétegsora, amely ilyen andezitösszletben végződött. A fúráson átvezetett reflexiós szeizmikus szelvény egyik értelmezési változata szerint az andezitösszlet K felé a Mátráig követhető. Míg azonban a Szirák-2 fúrás rétegsora biztos tény, a reflexiós szeizmikus szelvénynek más értelmezési változata is van: eszerint a vulkanitok csak a fúrás közvetlen környezetére korlátozódnak, ami összhangban állna egy helyi földmágneses ΔZ -maximummal, s tovább K-re egy *eleddig ismeretlen összlet* követhető a fiatalabb üledékek alatt. E második értelmezési változat kritériuma tehát egyebek között ennek az összletnek a minősítése és a vulkanitok hiányának magyarázata.

Az a felfogás, hogy a Zagyva-árookban mindenütt jelen van a Cserhát-Mátra andezitösszlete, nem veszi figyelembe sem a földmágneses, sem a gravitációs adatokat. Míg az utóbbiak csak modellszámítással lennének felhasználhatók, a földmágneses térkép (28. ábra) már ennek hiányában is lehetővé tesz bizonyos előzetes minőségi következtetést. Ennek az a lényege, hogy a Szurdokpüspöki-Apc vonaltól Ny-ra és a Szurdokpüspöki-Cséce vonaltól D-re a Zagyva-árok földmágneses anomáliaképe annyira nyugodt, hogy valószínűtlené teszi rétegvulkáni összlet létezését akár 1,5–2,0 km mélységben is.

Láttuk (29. ábra), hogy a K-i oldalon (6) a Zagyva-árok pannon-kvarter

kitöltése valószínűleg a rétegvulkáni összlet fekéjével érintkezik, azaz nem zárhatjuk ki azt sem, hogy Ny-ra, valameddig, a medenceüledékek erősen lepusztult térszínre, az *andezitösszlet fekéjképződményeire* települnek. A vulkáni összlet eltűnési vonalát É felé követve, mintegy 10 km után ismét a felszínen találjuk a fekéüledékeket (7), amelyek innen a Mátra É-i lejtőjéig követhetők. A jelzett körzetben (7) a fekéüledékek közvetlenül a fedőösszlet bázisára helyezhető és a *szurmatába sorolt kavicsösszlettel* érintkeznek, ezek pedig Ny felé a Zagyva-árok alá buknak. Semmi jel nem mutat arra, hogy a feké- és a fedőösszlet kontaktusa mentén sok száz méteres elmozdulás lenne (ennyi kellene ahhoz, hogy a köztes andezitösszlet ne jelenjen meg a felszínen), hiszen a kontaktusnak megfelelő törés *nem követhető* a kontaktus csapásában egyik irányban sem. Valószínű tehát az andezitösszlet eróziós kimaradása, de legalábbis jelentős vastagságcsökkenése ezen a szakaszon. A rétegvulkáni összlet innen É-ra jelenik meg ismét a felszínen, s csak innen követhető folyamatosan a Cserhát felé. A *rétegvulkáni összlet eróziós hiányával* jellemezhető szakasz É-i határa a földmágneses anomáliakép (28. ábra) alapján Pásztó–Cséce irányában követhető, majd Ny-nak fordul. A földtani adatokkal igazolt lepusztított terület tehát, amely a felszínen alig 3 km széles, a földmágneses képből ítélve DNy felé szélesedni látszik, s a Zagyva-árok éppen e szélesedő részre esik. Az anomáliaképet a fedett területen is megzavarhatják a szubvulkáni intrúziók, ezért a lepusztított területen nem feltétlenül kell anomáliák teljes hiányát várnunk.

Feltételezhetőnek véljük tehát, hogy a Zagyva-árok Pásztótól D-re eső részén a rétegvulkáni összlet *a besüllyedést megelőző mélyreható lepusztítás* következtében hiányzik. E lepusztításnak a felszínről ismeretes durvatörmelekes bázisképződménye (kavics, homok stb.) lehet tehát az a képződmény, amelyet a Zagyva-árokban a Szirák–2 fúrástól K-re a reflexiós szelvény jelez és amely az erre a szelvényre telepített magnetotellurikus szondázások eredményeiben nagy ellenállású volt. A rétegtani adatokból következően a lepusztulás a *felsőbádeni–alsószarmata* időszakra tehető.

Mélyszerkezeti összesítés

A mátrai mélyszerkezet fő problémái a gravitációs maradék-anomáliák tükrében a koncentrikus maximumsorok értelmezésével kapcsolatosak. Ahhoz nem fér kétség, hogy az íves maximumsorok nem alkotnak teljes gyűrűket (30. ábra): az íveket egy Hatvan–Vécs irányában húzódó NyDNy–KÉK csapású minimumsor zárja le, vagyis az *ívekből körvonalazható gyűrűs szerkezet csonka*. A rendelkezésre álló adatokból bizonyosnak vehetjük, hogy mind a külső (1), mind a belső (3) íves maximumsor aljzatkiemelkedést jelez. Ugyanígy biztosnak látszik, hogy a belső íves maximumsornak a Mátrakeresztes–Gyöngyöstarján vonaltól ÉK-re eső szakasza egészen az Abasár–Recsk vonalig

miocén vulkáni centrumokat hordoz (a többi szakaszcsoportról nincs információ), az íves lefutású aljzatkiemelkedés tehát meghatározza a miocén vulkánok elrendeződését. Börzsönyi analógiára felvetődik, hogy az íves aljzatkiemelkedés egy korábbi boltozat lejtőmaradványa a tetővidék beszakadása után, a gerincen sorakozó vulkánok pedig kalderaperemi helyzetűek.

A Hatvan és Ivád közötti külső íves aljzatkiemelkedésnek (1) csak a Pásztó–Mátrakeresztes vonaltól D-re eső szakaszán vannak miocén vulkánok. Az íves kiemelkedést tehát csak valamilyen közvetett kapcsolatba hozhatjuk a miocén vulkánossággal. Ha ugyanolyan eredetet tételezünk fel, mint a belső ív esetében (boltozat, majd kaldera), ezt csak úgy tehetjük, ha a boltozatot egy viszonylag nagy mélységben megrekedt magmás tömeg hatására vezetjük vissza, amely később a boltozat tetején át felszínre tört, s körülötte a boltozat-tető beszakadt, a későbbi vulkánok pedig ehhez a szerkezethez képest diszkordánsan helyezkedtek el. A belső ív egy későbbi boltozat és kaldera összerepedményének tekinthető.

Az abasári maximumra (5) és minimumgyűrűjére (4), bár mélyszerkezetük ismeretlen, munkahipotézis szinten az alábbi magyarázatot látjuk lehetségesnek. A minimumgyűrű a belső íves aljzatkiemelkedésen belüli kaldera fenekét jelzi. Az abasári maximum hatója így e kaldera közepére esik. A maximum alapátmérője a minimumgyűrű középvonalán mérve 12–14 km. A vulkáni összetétel a minimum területén valószínűleg az aljzattal együtt kb. 1,5 km-rel mélyebbre került, mint a Gys–5 körzetében, azaz a középső riolittufa fedője itt kb. –1,6 km-ben várható. Ehhez képest a Sár-hegy csúcsa a maximum közepén több mint 2 km-rel magasabban van. A max. 12–14 km-es alapátmérő és a min. 2 km-es magasság akár egy vulkáni kúpot is jellemezhetne, amely a kaldera közepén nőtt ki és amelyből ma csak az eróziós roncsok felszínre bukkanó csúcsát látjuk. Ez azt jelentené, hogy az abasári gravitációs maximumot egy önálló rétegvulkáni felépítménymaradvány és az annak alépítményében levő szubvulkáni intrúziók és felvezető csatornák összessége hozza létre, gyakorlatilag aljzatkiemelkedés nélkül.

A gyűrűszerű kiemelkedések térképen nyitott volta azt jelenti, hogy ezek a szerkezetek törésszerűen támaszkodnak. A gravitációs anomáliakép többféle rajzi megoldást tesz lehetővé, amelyek közül objektív módon választani nem tudunk. A peremi maximumok nincsenek megkutatva, így földtani jellegük és eredetük tisztázatlan maradt.

Ha a Recsk–Vécs ívszakasz (7) esetleges aljzatkiemelkedése a miocénnál valóban idősebb, ÉK-en a határtörés vagy a Darnó-vonal, vagy az azt Ny-ról kísérő Recsk–Abasár vonal lehet. DNy-on a határtörés lefutása bizonytalan, de valahol a Hatvan–Gyöngyöshalász vonal környékén kereshető, amely az előző folytatásától az abasári maximumnál mintegy 30–35°-ot tér el.

A mátrai koncentrikus-íves szerkezet tehát csak egy kb. 145–150°-os kör-cikket fog át. A gyűrűk hiányzó részét távoli körzetben sem találjuk, s erre

vonatkozóan két feltevessel élhetünk: (1) a vázolt kép egy *eredeti szerkezetet* tükröz, amely úgy értelmezhető, hogy a két törés a magmabenyomulás során kialakuló boltozatokat, s így az azokra települő kalderákat is lehatárolta; (2) a gyűrűk várható záródása arra a területre esik, amely az Alföld alá süllyedt, s ez a *süllyedés a maradék-anomália képet annyira megzavarta, hogy az ívek nem ismerhetők fel.*

A vulkanitok elterjedési határa a földmágneses képből az első feltevés keretében érthetetlen: nemcsak azt kell elfogadnunk, hogy a boltozatok/kalderák az (ebben az esetben már korábban létrejött) törések mentén nőttek/süllyedtek, hanem azt is, hogy nincs modell a lehatároló töréseken túli vulkánszerkezetre. A második feltevés keretében az elterjedési határ kb. azt a területet burkolja, amelyen belül a gyűrűk záródása várható lenne. A kérdés itt tehát az, hogy miért nem mutat íveket a gravitációs maradék-anomália térkép. Erre vonatkozóan két magyarázatot is látunk:

1. A hatók besüllyedése a tengerszintre vonatkoztatott Bouguer-anomáliák kiszélesedését és ellaposodását eredményezi, vagyis a maradék-anomáliák a mélység növelésével egyre elmosódottabbá válnak.

2. Az Alföld besüllyedése minden bizonnyal egyenetlenül, egy új, a vulkánszerkezettől független törérendszer menti elmozdulásokkal ment végbe. Az aljzat és a vulkáni tömegek ily módon létrejött új domborzata a korábbi gyűrűs szerkezet gravitációs hatását felismerhetetlenné torzíthatta.

A Mátra besüllyedt részén tehát valószínűleg egy fizikai (1) és egy földtani (2) jelenség összejátszása következtében nem tudjuk felismerni a gravitációs maradék-anomália térképen a gyűrűs szerkezet záróelemeit, amelyek a vulkanitoknak a földmágneses térkép alapján feltételezhető elterjedéséből következően itt is valószínűleg megvannak.

A felszíni szerkezet a mélyszerkezet tükrében

Megállapítottuk, hogy a Nyugat-Mátra vízvásztó gerince mentén a réteg-vulkáni összlet mindenütt befelé dől, ami egy süllyedéket körvonalaz a gyűrűn belül, legalábbis a felszínközeli szerkezetben. Ezzel szemben a Kelet-Mátra vízvásztó gerince mentén a réteg-vulkáni összlet települése egy olyan szerkezetre utal, ahol a gyűrű belsejében egy boltozat van. A Nyugat- és Kelet-Mátra vízvásztó gerince tehát nemcsak ellentétes domborulatú, de *ellentétes szerkezetű* is: a nyugat-mátrai szinklinális, a kelet-mátrai viszont antiklinális jellegű, vagyis eredetük alapvetően különböző.

A nyugat-mátrai süllyedék pereme Ny-on nem a belső, hanem a külső íves aljzatkiemelkedést követi, s attól ott tér el K felé, ahol az aljzatkiemelkedés felett megszűnnek a vulkánok. A határ lényegileg a vízvásztó gerincet átszelő Hasznos-Mátrakeresztes völgygel (=töréssel?) esik egybe. Ezen túl a

felszíni szerkezetben körvonalazható sülyyedékperem a mélyszerkezet íves elemeit mintegy 40° alatt metszi és Parádsasvár körzetében átkerül a belső íves aljzatkiemelkedés tetővidékére.

A felszínközeli sülyyedékperem három szakaszból tevődik össze, amelyek közül a Ny-i a külső íves aljzatkiemelkedésre (30. ábra, 1) és annak belső lejtőjére, a középső a külső és belső ív közötti ugyancsak íves aljzatsülyyedékre (2), a K-i pedig a belső íves aljzatkiemelkedésre (3) és annak külső lejtőjére esik. A felszínközeli és a mélyszerkezet egyeztetéséhez tehát fel kell tételeznünk, hogy a felszínközeli szerkezet félgűrűs sülyyedéke nem egy kalderát jelez, hanem *a külső és a belső aljzatkiemelkedés közötti sülyyedéket* (2). Ily módon a Nyugat-Mátra vízválasztójának íve nem tükröz egységes vulkányszerkezeti elemet, mivel egy *két szakaszban létrejött szinklinálist* körvonalaz: a Ny-i szárny (a külső aljzatkiemelkedés belső lejtője) előbb jött létre, mint a K-i (a belső aljzatkiemelkedés külső lejtője).

Vulkányszerkezeti és fejlődéstörténeti összesítés

A Mátra vulkányszerkezeti képét egy *koncentrikus elemekből álló rendszer* határozza meg, amelynek középpontja a Gyöngyös és Abasár közötti Sár-hegy. A legkülső elem egy íves aljzatkiemelkedés, amely a mátrai paleovulkán fejlődéstörténetének két eseményét rögzíti: egy felboltozódást (külső lejtő) és egy beszakadást (belső lejtő). Az így kialakult kaldera fenekét a befelé következő íves aljzatsülyyedék körvonalazza. Az ezen belül elhelyezkedő íves aljzatkiemelkedés ugyancsak két esemény eredménye: egy, a korábbi kaldera közepe tájára korlátozódó újabb felboltozódásé (külső lejtő) és egy beszakadásé (belső lejtő). Végül a belső kalderán belül talán egy késői vulkáni kúp jött létre, amely beszakadás nélkül halt el.

A mátrai középsőmiocén andezitvulkánosságnak tehát a mélyszerkezet elemzése alapján *legalább három ciklusa* különíthető el: korai boltozat és kaldera; fő boltozat és kaldera; központi vulkáni kúp. A felszínen és a fúrási rétegsorokban megfigyelhető rétegvulkáni képződmények között kellene felismer-nünk az egyes ciklusok termékeit. A mátrai vulkanitokról rendelkezésünkre álló adatok alapján azonban erről többnyire még találgatni is nehéz. Valószínűnek látjuk, hogy az általunk körvonalazott értelemben [BALLA 1985] vett *Galyai vulkán* (29. ábra) a belső íves aljzatkiemelkedés, vagyis a belső boltozat létrejötté előtt keletkezett, mivel fekszik (a középső riolittufa) konform a boltozattal. A Galyai vulkán tehát a külső íves aljzatkiemelkedés által jelölt korai kalderába települ, talán kiterjedve annak egész területére vagy nagy részére, így centruma esetleg a Sár-hegy körzetében volt.

A *Nyikomi* és az *Óvári vulkán* centruma a külső íves aljzatkiemelkedéshez kötődhet. Ennek alapján azt várhatnánk, hogy a Galyai vulkán ezeknél fiatalabb: a Nyikomi és az Óvári vulkán a korai kaldera beszakadása során, míg a

Galyai inkább a már kész kalderában keletkezett. Rétegtani helyzetükben és paleomágneses szintezésükben azonban nem találtunk különbséget, talán azért, mert a korkülönbség túl kicsi az alkalmazott módszerek felbontóképességéhez képest, talán azért, mert a Galyai vulkán is a beszakadás során és nem azt követően keletkezett.

A *Tippanosi vulkán*ról feltételezhető volt, hogy diszkordánsan fedi a Nyikomit, s kimutatható, hogy más paleomágneses szintbe tartozik. Úgy véljük, hogy a Tippanosi vulkán centruma a belső íves aljzatkiemelkedésen keresendő, s így a későbbi, belső beszakadással hozható kapcsolatba. Ugyanez állítható a szubvulkáni intrúziók tömörülése alapján a Gyöngyösoroszi-bánya körzetében és attól ÉK-re feltételezhető centrumokról is.

Az abasári maximumból lehetségesnek vélt legfiatalabb *Sár-hegyi vulkán* méreteit és centrumának helyét tekintve megegyezhet a Galyai vulkánal, de ebben az esetben azt is feltételezhetjük, hogy a belső kaldera beszakadása előtt és nem utána keletkezett, s az, amit belőle a Sár-hegy körzetében ma észlelünk, a boltozat tetejével együtt beszakadt és erősen összetöredezett felépítmény roncsainak összessége.

A *Mátrai paleovulkán fejlődésmenete* az elmondottakból következőn az alábbiakban körvonalazható:

1. Mélységi eredetű andezitmagma felnyomulása nyomán egy 23–27 km átmérőjű *lapos boltozat* jött létre, még a felszíni vulkánosság kezdete előtt.

2. A boltozat teteje beszakadt, és egy 20–25 km átmérőjű *kaldera* alakult ki. Ennek során a magma főleg vagy teljes egészében a beszakadt terület peremén létrejött vulkánokon át került felszínre. Ekkor keletkezett a *Nyikomi* és az *Óvári vulkán*, s valószínűleg mindazon vulkánok, amelyek a Mátra Ny-i gerince mentén sorakoznak É–D irányban.

3. A beszakadással egyidőben vagy azt követően, a már kialakult kaldera belsejében nőtt ki a *Galyai vulkán*, talán a Sár-hegy körzetébe eső centrummal.

4. Valószínűleg némi szünet után a kaldera belsejében egy 16–20 km átmérőjű *boltozat* jött létre, minden bizonnyal egy következő, mélységi eredetű magma-adag felnyomulásának hatására, valószínűleg felszíni vulkánosság nélkül.

5. A boltozat teteje beszakadt, és egy 13–15 km átmérőjű *kaldera* képződött. A magma ekkor is nagyrészt vagy kizárólag a beszakadt terület peremén létrejött vulkánokon át távozott. Ekkor keletkezett a Tippanosi vulkán, továbbá a Gyöngyösoroszi-bánya körzetében és tőle ÉK-re levő centrumrendszer.

6. A kalderán belül esetleg egy *újabb vulkán* nőtt ki, a Sár-hegyi, de lehetséges, hogy az, amit annak vélünk, valójában a Galyai vulkán (3. szakasz) roncsa.

A vázolt kép a középső riolittufa feletti andezitösszlet kialakulási történetét rögzíti, a mélyebb helyzetű egységek ebbe a képbe az alábbi módon illeszthetők be. A középső riolittufa alatti *alsó andezitösszletnek* az É-i lejtőn végig-

követhető keskeny kibúvási sávjában Ny-on sok láva és agglomerátum, K-en főleg tufa és tufit van. Ennek alapján úgy véljük, hogy kitörési centruma a külső aljzatkiemelkedéshez (2. szakasz) kötődik. A jelentős kifejlődésbeli változás ellenére az összletvastagság meglehetősen állandó (50–100 m). Ez esetleg lepusztulást jelez a középső riolittufa bázisán, amivel a hirtelen rétegtani váltás összhangban van.

A *középső riolittufáról* általában azt feltételezik, hogy kitörései a Mátrán kívül játszódtak le, ez azonban csak az egyik lehetőség. Kalderaképződéssel kapcsolatban gyakran figyelhetők meg riolitos kitörések még andezitterületeken is. Így nem zárható ki, hogy a középső riolittufa anyaga a Mátra korai kalderájának kialakulásával (2. szakasz) kapcsolatban keletkezett.

A korai kalderaképződéshez (2. szakasz) tehát három objektumot kapcsolhatunk: az alsó andezitet, a középső riolittufát és a felső andezit külső vulkánjait. Az első kettő közötti eróziós esemény talán a *kalderaképződés szakaszosságát* tükrözi.

Hivatkozások

- BALLA Z. 1977a: A Börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. Ált. Földt. Szle, **10**, pp. 45–111.
- BALLA Z. 1977b: Helyzetkép a Börzsöny-hegység földtani felépítésére és ércesedésére vonatkozó adatok egységes értelmezéséről. ELGI 1976. Évi Jel., pp. 20–37.
- BALLA Z. 1978: A Magasbörzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. Földt. Közl., **108**, (2), pp. 119–136.
- BALLA Z. 1985: A Nyugat-Mátra fő gerincének földtani felépítése. ELGI 1984. Évi Jel., pp. 33–44.
- BALLA Z., ERKEL A., KIRÁLY E., SCHÖNVISZKY L., SZALAY I., TABA S., VERŐ L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., CSONGRÁDI J., KÖRPÁS L. 1978: A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása. ELGI 1977. Évi Jel., pp. 19–33.
- BALOGH K. 1965: Magyarország földtani térképe, 200 000-es sorozat, M-34 XXXII Salgótarján. MÁFI, Budapest.
- BALOGH K., RÓNAI A. 1962: Magyarország földtani térképe, 200 000-es sorozat, L-34 III Eger. MÁFI, Budapest.
- BALOGH K., RÓNAI A. 1963: Magyarország földtani térképe, 200 000-es sorozat, M-34 XXXIII Miskolc. MÁFI, Budapest.
- HOBOT J. 1970: Jelentés a Salgótarján környékén végzett geofizikai mérésekről. Kézirat, ELGI, Budapest.
- JÁMBOR Á., MOLDAVAY L., RÓNAI A., SZENTES F., WEIN GY. 1966: Magyarország földtani térképe, 200 000-es sorozat, L-34-II Budapest. MÁFI, Budapest.
- KOMÁROMY I., HAÁZ I. 1966: Magyarország földmágneses térképe. A függőleges térerősség anomáliái, 1:200 000. Kézirat, ELGI, Budapest.
- SZABÓ Z., SÁRHIDAI A. 1985a: Magyarország Bouguer-anomália térképe, 1:100 000, $\sigma = 2,4 \text{ g/cm}^3$. Kézirat, ELGI, Budapest.

- SZABÓ Z., SÁRHIDAI A. 1985b: Magyarország gravitációs maradék-anomália térképe, 1:100 000 $\sigma=2,4 \text{ g/cm}^3$, $\kappa=7-4$. Kézirat, ELGI, Budapest.
- SZALAY I., BALLA Z., GYÖRGY L., NEMESI L., SCHÖNVISZKY L., SZABÓ Z., VARGA G., ZALAI P. 1986: Ércgeofizikai előkutatás a Középső- és Nyugat-Máttra területén, 1980-85, Geofizikai rész. Kézirat, ELGI, Budapest.
- SZALAY I., DUDÁS J., HEGEDÜS E., SCHÖNVISZKY L. TABA S. 1976: Geofizikai szerkezetkutatás a Darnó-vonal környékén. ELGI 1975. Évi Jel., pp. 26-30.
- SZALAY I. et al. 1972: Összefoglaló jelentés a Recsken és környékén végzett geofizikai kutatásról. Kézirat, ELGI, Budapest.
- TELEGDI ROTH K. 1937: Die neuesten Resultaten der Petroleumforschungen in Ungarn. „Leobener Bergmannstag 1937. Festschr. d. Berg- und Hüttenmänn.“, Jahrb. d. Montan. Hochschule (Leoben), pp. 330-336.

1.3.1 Szerkezetkutató szeizmikus mérések Kiskunfélegyháza–Alpár–Gátér–Jászszentlászló környékén*

1983–85 között összesen 750 km hosszön végeztünk szeizmikus reflexiós mérést az OKGT megbízásából (1. melléklet). Az 1985-ben mért 220 km-nyi szelvényanyag feldolgozása, értelmezése és a jelentés kiadása 1986-ban megtörtént.

A terület földtani felépítését az 1983. Évi Jelentésben vázoltuk (45. oldal). Az 1985. Évi Jelentésben említettük a két alpári kutatófúrás (Alp-1 és Alp-2) adatait. 1986-ban fejezték be az Alpár-1 alapfúrás mélyítését, mely ugyan nem hozott ipari értékű szénhidrogént, de a terület földtani megismeréséhez nagymértékben hozzájárult. A fúrás a pannóniai rétegsor alatt 2618 m-ben érte el a miocén összletet, majd 2711 m-től felsőkréta, 3589 m-től alsókréta, 3998 m-től jura (liász) és 4558 m-től jura (dogger) korú rétegeket harántolva érte el az 5305 m-ben levő fúrástalpat.

A szeizmikus szelvények értelmezéséhez felhasználtuk a terület földmágneses térképét és gravitációs maradék-anómália térképét, melyeket már az 1985. Évi Jelentésünkben bemutattunk (33. és 34. ábra). Az OKGT Geofizikai Kutató Vállalat által kiadott néhány szeizmikus jelentés (1–40. Jelentés, 1976; 131. Jelentés, 1977; 145. Jelentés, 1979; 200. Jelentés, 1985) eredménytérképeit és szelvényanyagát is felhasználtuk; ezek a szelvények kapcsolódtak a mi hálózatunkhoz.

A mérési paraméterek lényegében azonosak voltak az 1983–84. évi mérések paramétereivel, azzal a különbséggel, hogy több 48-szoros fedésű szelvényt mértünk (51,3 km). A szelvények feldolgozása során nem volt lényeges változás.

Az 1985. évi mérési anyagunkból néhány szelvényt mutatunk be. A Ka-44/85 szelvény (41. ábra) a gátéri szerkezetet harántolja nagyjából K–Ny-i irányban, átmegy a Gátér-1 fúráson, a Gátér-2 fúrástól 650 m-re D-re halad. Az É–D irányú KA-48/85 (42. ábra) az Alp-1 alapfúrás információinak D felé való kiterjesztését teszi lehetővé. Nagyjából párhuzamos vele a KA-52/85 (43. ábra) és a KA-58/85 (44. ábra) az előbbi K-re, az utóbbi Ny-ra húzódik.

A KA-57/85 (45. ábra) és a KA-62/85 (46. ábra) a jászszentlászlói terület

* Polcz I., Szeidovitz Zs.

szelvényei. A KA-57/85 szelvény a szanki kiemelkedés K-i széléről indul, É-i irányban szeli át a Kiskunfélegyházától D-re található medencét, a KA-62/85 pedig csapásirányú szelvény.

A szelvények jelölésénél az előző, 1985. Évi Jelentés színeit használtuk, némi kiegészítéssel. A pannóniai összlet jelölésére kétféle sárgát (világos- és sötétsárga) használtunk. A legfelső világossárga szint az egész kutatási területen követhető, feltehetőleg a felsőpannóniai összlet talpa. A felsőpannóniai összlet az Alpár-Gáter kutatási területen rétegzett, jól reflektáló, hosszan követhető reflexiókkal jelentkezik. A rétegek DK felé egyenletes süllyedést mutatnak. A nyugodt települést csak a KA-52/85 szelvény (43. ábra) 121° – 130° pikettszámánál található jelenség szakítja meg. Itt a reflexiók megszakadnak, törések sorozata látható egymás alatt, melyet az egész pannóniai korú üledéksorozatban fel lehet ismerni. Ilyen „berogyást” tapasztaltak néhány Sze-jelű szelvényen is (OKGT GKV I-40. számú jelentés). Ezt a fiatal törészónát a térképen területileg követni lehetett. A KA-52/85 szelvényen a zóna Ny-i vége mutatkozik, mert a tőle Ny-ra levő KA-50/85 szelvényen ez a jelenség már nem figyelhető meg.

Az alsó-, felsőpannóniai határ alatt sötétebb sárgával jelöltük be a jól követhető reflexió sorokat és az olyan jelenségeket, amelyek az üledékképződés körülményeire utalnak. Az alsópannóniai rétegek változatos képet mutatnak. A KA-48/85 szelvény (42. ábra) és a vele párhuzamos szelvények É-i részén, közvetlenül az alsó-, felsőpannóniai határ alatt, markáns, DK felé dőlő reflexiók láthatók. Ezt a jelenséget már előző évi szelvényeinken is meg lehetett figyelni. Ezt a nagy vastagságú alsópannóniai összletet egy ÉNy-ról DK felé irányuló, előrenyomuló delta üledékei alkotják. A markáns reflexiók dőlése csökken, majd a reflexiók megszűnnek és a szelvényen változó dőlésű, rövid reflexiósorozatok mutatkoznak. Ezek a delta előtér képződményei, közvetlenül a delta lejtő alatt. A delta lejtő üledékeinek időnkénti suvadásával és a nagy sebességgel haladó zagyár felkavaró hatására alakulhatott ki a szelvényeken látható üledékösszlet képe. Példa erre a KA-58/85 szelvény (44. ábra) 30° – 60° pikettszám közötti része. A gáteri kiemelkedés É-i részén megszűnik ez a jelenség. Gáter-Tömörkény térségében az alsópannon korú üledékek felső része hosszan követhető reflexiókban szegény, meglehetősen jellegtelen képet mutat. Jászszentlászlótól É-ra húzódó szelvényeinken az alsópannóniai üledékek hosszan követhető, É felé süllyedő, jó reflexiósorozatokkal tűnnek ki, itt mélyebb tengervízben, nyugodt üledékképződést feltételezhetünk.

Narancssárga színnel jelöltük a pannóniai medence aljzatát, amely egyben a miocén, vagy ahol ez hiányzik, a felsőkréta teteje. Ez a szint a kutatási terület egy részén markáns reflexióval jelentkezik, másutt az alsópannon jó reflexiósorozatának aljához lehetett kötni, illetve a reflexiók kép jellegváltásához (pl. Jászszentlászlónál). Az egész kutatási területet tekintve ez a legmegbízhatóbban bejelölhető szint, időtérképét a 2. mellékleten mutatjuk be.

KR-44/1985
SCALE - 1:10000

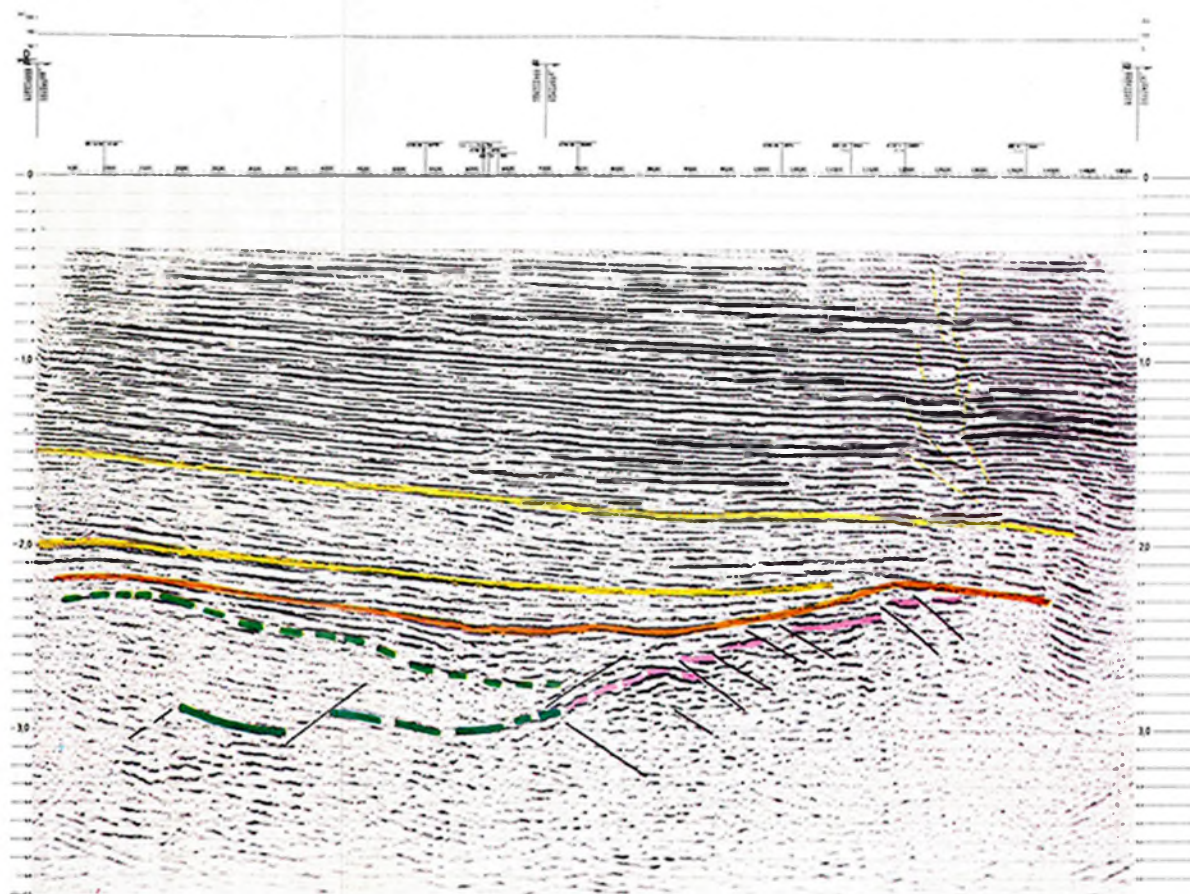
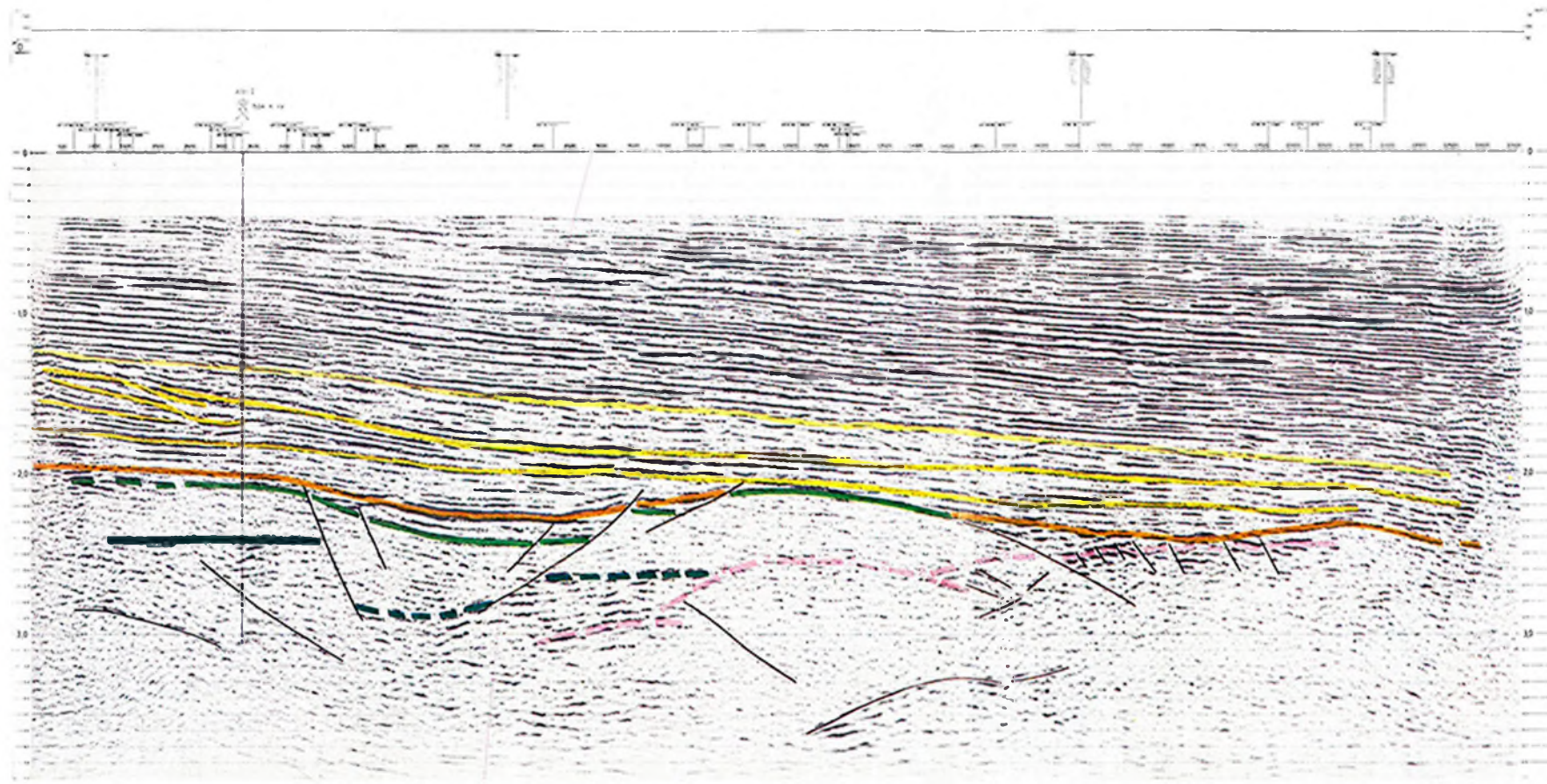
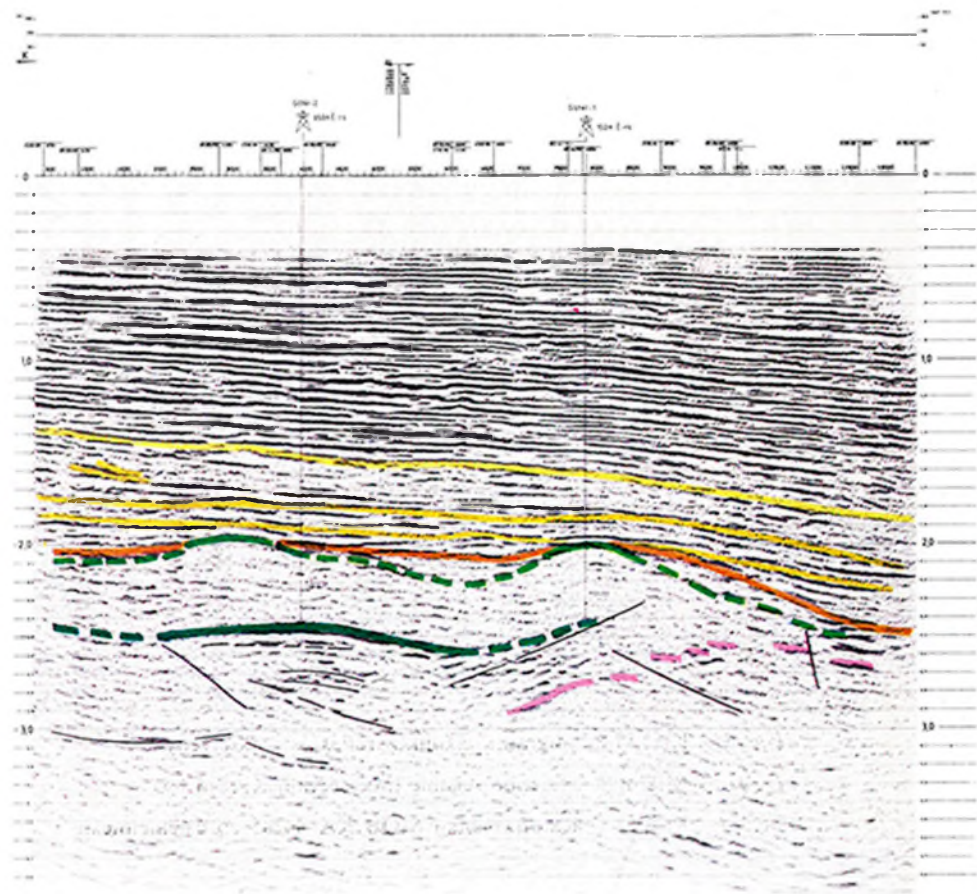
DIRECTION OF DRILLING

KR-48/1985
SCALE - 1:10000

DIRECTION OF DRILLING

KR-52/1985
SCALE - 1:10000

DIRECTION OF DRILLING



43. ábra. KA-52/85 migrált szeizmikus reflexiós időszelvény

Fig. 43. Migrated reflection seismic time section KA-52/85

Рис. 43. Разрез сейморазведки МОВ КА-52/85 со смещением.

42. ábra. KA-48/85 migrált szeizmikus reflexiós időszelvény

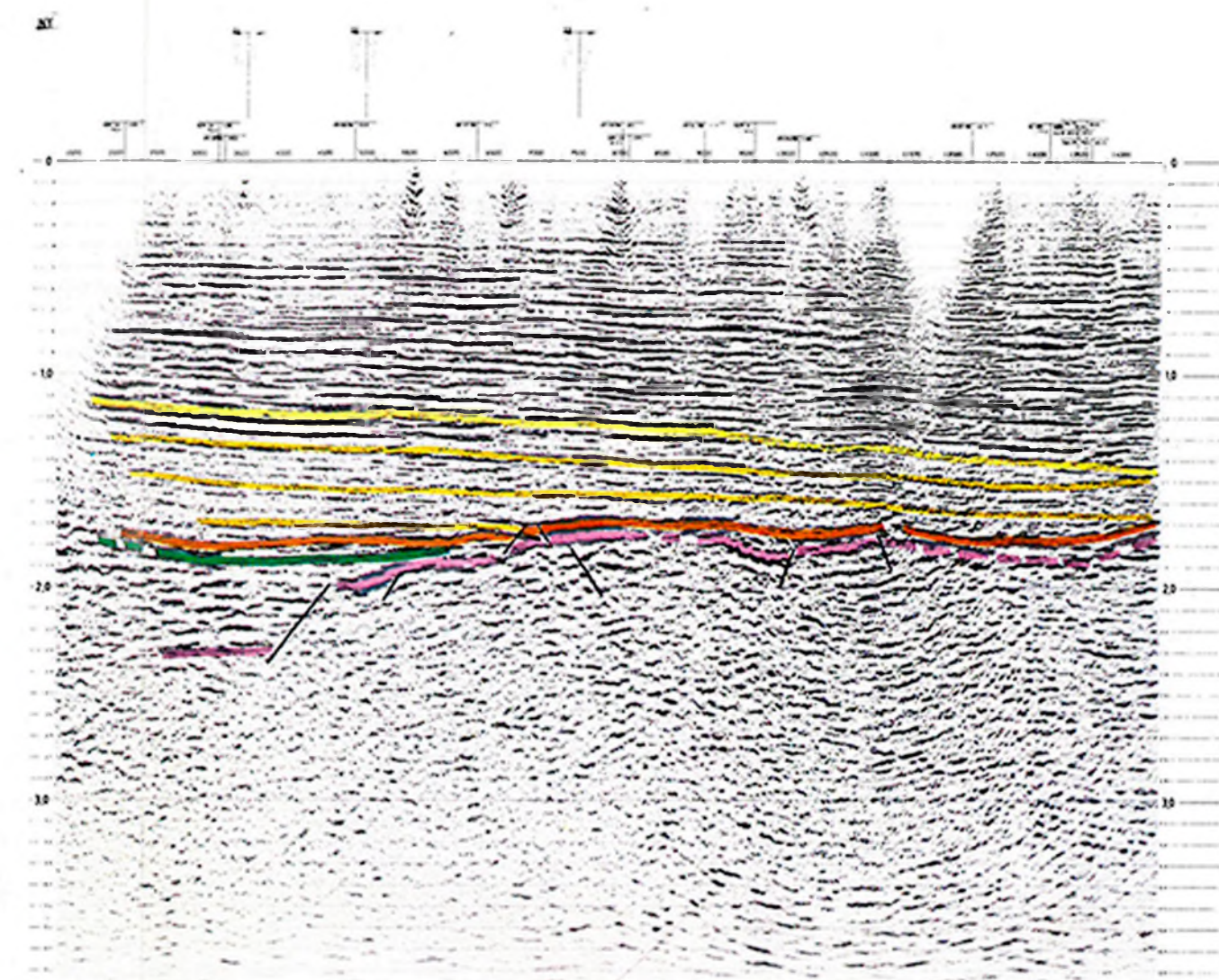
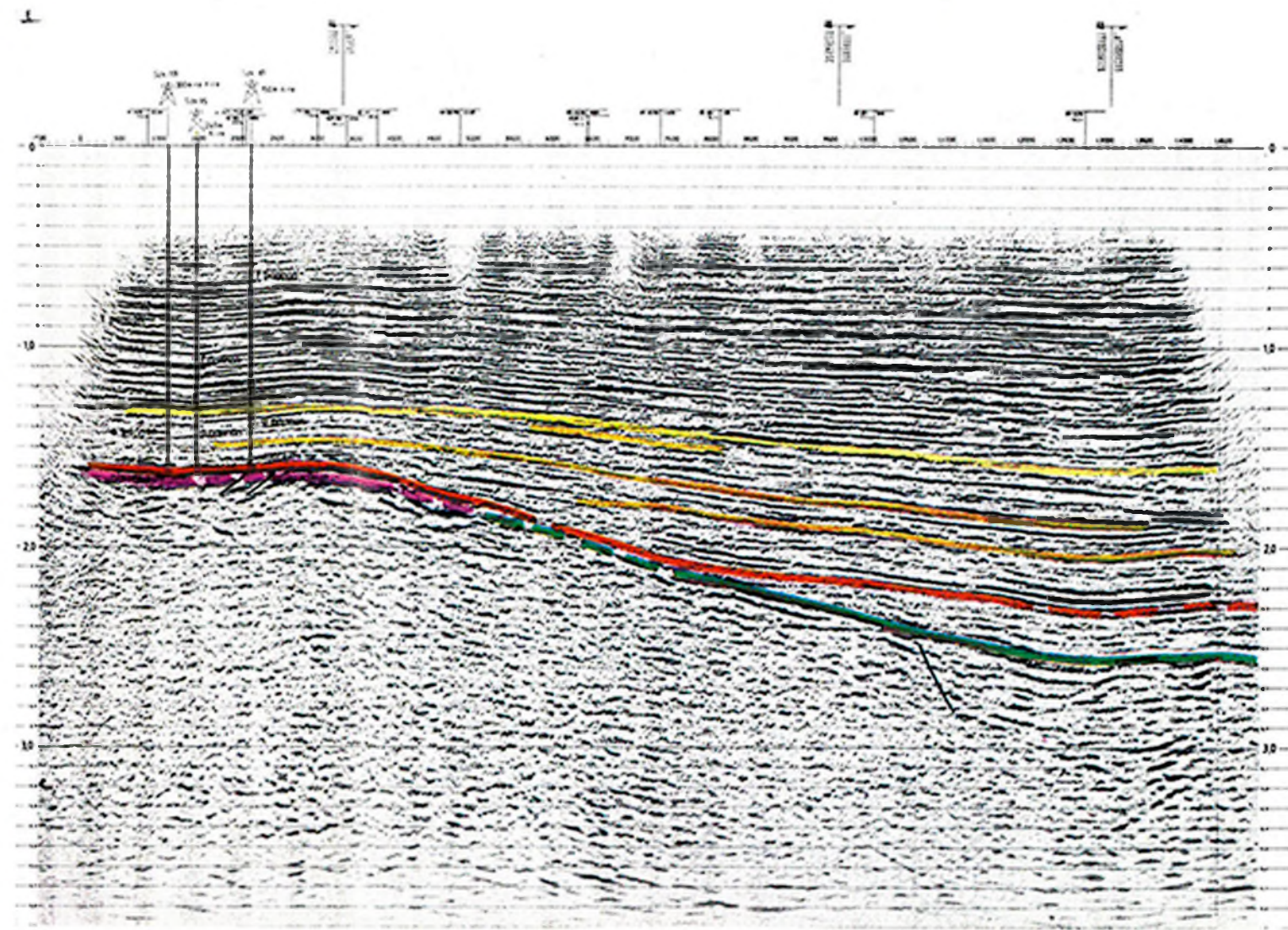
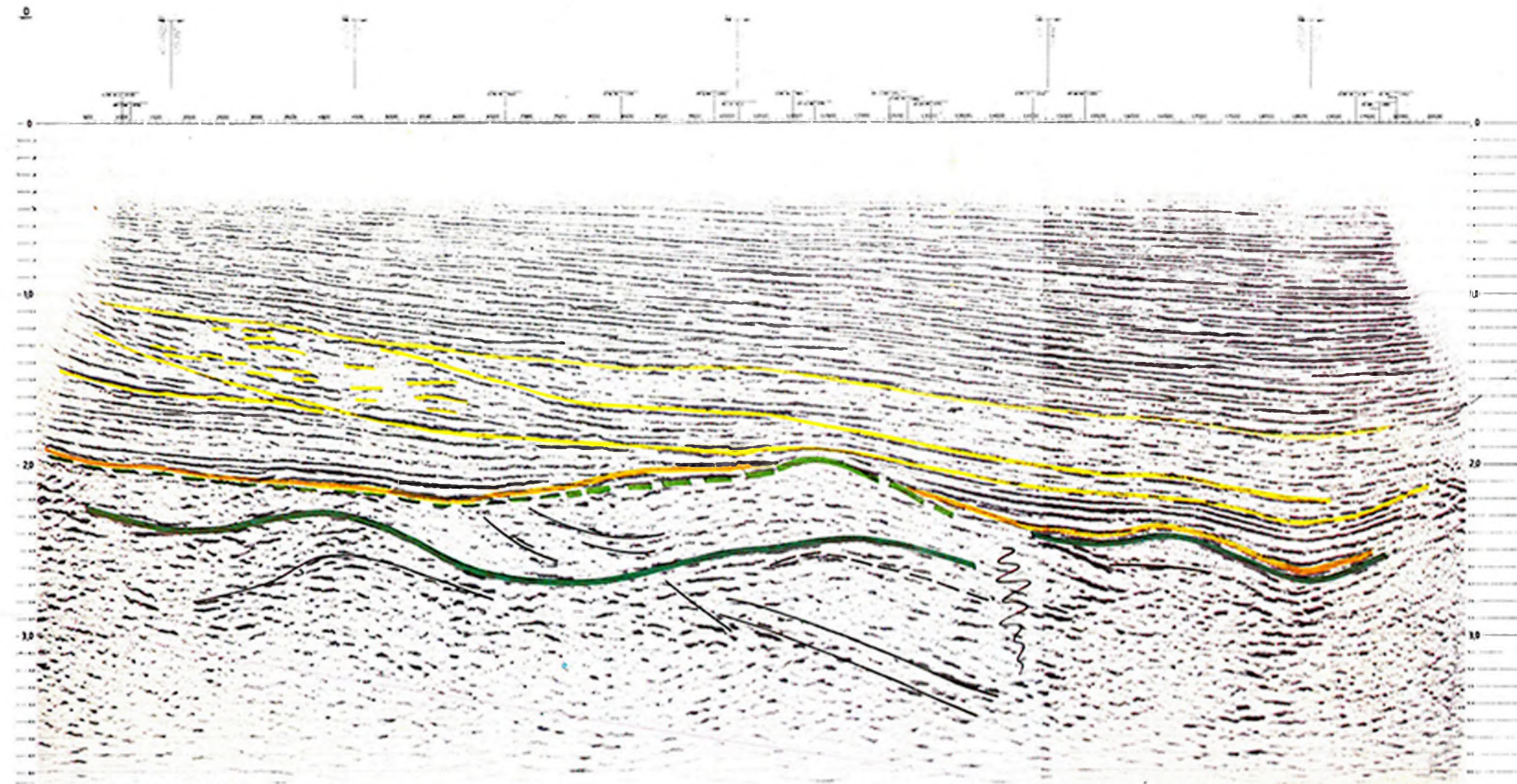
Fig. 42. Migrated reflection seismic time section KA-48/85

Рис. 42. Разрез сейморазведки МОВ КА-48/85 со смещением.

41. ábra. KA-44/85 migrált szeizmikus reflexiós időszelvény

Fig. 41. Migrated reflection seismic time section KA-44/85

Рис. 41. Разрез сейморазведки МОВ КА-44/85 со смещением.





46. ábra. KA-62/85 migrált szeizmikus reflexiós időszelvény
Fig. 46. Migrated reflection seismic time section KA-62/85
Рис. 46. Разрез сейморазведки МОВ KA-62/85 со смещением.



45. ábra. KA-57/85 migrált szeizmikus reflexiós időszelvény
Fig. 45. Migrated reflection seismic time section KA-57/85
Рис. 45. Разрез сейморазведки МОВ KA-57/85 со смещением.



44. ábra. KA-58/85 migrált szeizmikus reflexiós időszelvény
Fig. 44. Migrated reflection seismic time section KA-58/85
Рис. 44. Разрез сейморазведки МОВ KA-58/85 со смещением.

A pannóniai medencealjzat alatt, a miocén összlet — ott, ahol jelentősebb vastagságot ér el — jellegzetes, erős, de nem hosszan követhető reflexiókkal jelentkezik a szelvényeken. A felsőkréta összlet általában jól elkülönülő, reflexiókban szegény képet mutat. Az összlet tetejét világoszölddel jelöltük, talpát az alatta megjelenő vastos reflexiókötegekhez kapcsolhatjuk. Ezt a szintet — az ún. preausztiai aljzatot — sötétzöld színnel jelöltük a szelvényeken, és időtérképet is készítettünk (3. melléklet). Ez az időtérkép is tartalmazza az 1983–84. évi mérések eredményeit. A preausztiai aljzat igen változó korú és kőzettani összetételű. Elemei: alsókréta vulkanitok, alsókréta és idősebb mezozoos üledékes kőzetek és ópaleozoos metamorfitek. Ahol ez utóbbit el tudtuk különíteni, rózsaszínnel jelöltük.

A szelvényeken nyomon követtük a felsőkréta összlet kiékelődési helyét, amelyet — a kutatási terület Ny-i részére — már az 1985. Évi Jelentésben közölt térképen is jelöltünk. E zónától (pirossal jelöltük a térképen) Ny-ra és D-re felsőkréta összletet nem tételezünk fel.

A preausztiai aljzat alatt, az alsókréta összleten belüli határfelületekről és az idősebb mezozoos kőzetekről kaptunk helyenként reflexiókat (feketével jelölve), ezeket azonban nem lehet hosszan követni. Fekete vonallal jelöltük a vetőket, feltolódásokat. A KA–58/85-ös vonalon (44. ábra) cikcakk vonal jelzi a bonyolult torlódásos szakasz helyét. A jászszentlászló–szanki területen és a felgyői magaslaton mért szelvényt szakaszon a prekambriumi metamorfitekől álló aljzat É felé való leszakadását tudtuk egy darabig követni (rózsaszínnel jelölve). É felé ez az összlet ismeretlen mélységbe süllyed.

Az elkészült két eredménytérkép (2. és 3. mell.) az ELGI által 1983–85-ben mért 750 km szelvényanyag alapján készült, figyelembe véve még mintegy 1000–1500 km-nyi, a GKV által régebben mért szelvényanyagot.

1.3.2 Geoelektromos mérések Mátészalka–Nagyecséd vonalában*

A Nyírség ismét az érdeklődés előterébe került. Az OKGT megbízásából 1985–86-ban gravitációs, mágneses, geoelektromos és szeizmikus méréseket végeztünk. Legnagyobb volumenben a szeizmikus reflexiós módszer szerepelt: 350 km vonalhossz a mátészalkai és a csengeri medence területén, amely mintegy 4 km-es hálózati sűrűséget tett lehetővé. A geoelektromos mérések módszertani kísérleteiről és újszerű földtani eredményeiről a következőkben számolunk be.

A térség korábbi geoelektromos kutatásához képest újdonság a természetes és mesterséges eredetű, de hullámmónabeli mérések egyesítése az 5 Hz > f > 0,1 Hz tartományban. (Az MTS mérések egyébként a 20 Hz > f > 0,01 Hz

* Nemesi L., Csörgei J., Lada F.

tartományt ölelték fel, amelyet $20 \text{ Hz} < f < 20 \text{ kHz}$ tartományú mesterséges terű hullámmódonbeli mérésekkel itt is és más méréseinknél is kiegészítünk.)

A geoelektromos mérésekkel elsősorban a preausztriai aljzatot kívántuk térképezni, amelyet a neogén üledéksorban előforduló, miocén korú vulkáni összlet jelenléte tesz nehézze vagy lehetetlenné. A kitérés központok közelében, korábbi méréseink szerint, a vulkáni anyag közvetlenül az aljzatra települ (pl. Nagycsed térségében is). Ezekben a zónákban az aljzat kutatását semmilyen geofizikai módszer sem tudta megoldani. A korábbi geoelektromos mérések a vulkáni összlet tetejénél mélyebbről nem hoztak információt. Nehézségeink voltak azokon a területeken is, ahol az aljzatra előbb kis fajlagos ellenállású üledék települt, majd erre „árnyékoló”-ként a vulkáni összlet, amelyet 1–2 km vastag, fiatalabb üledék fed.

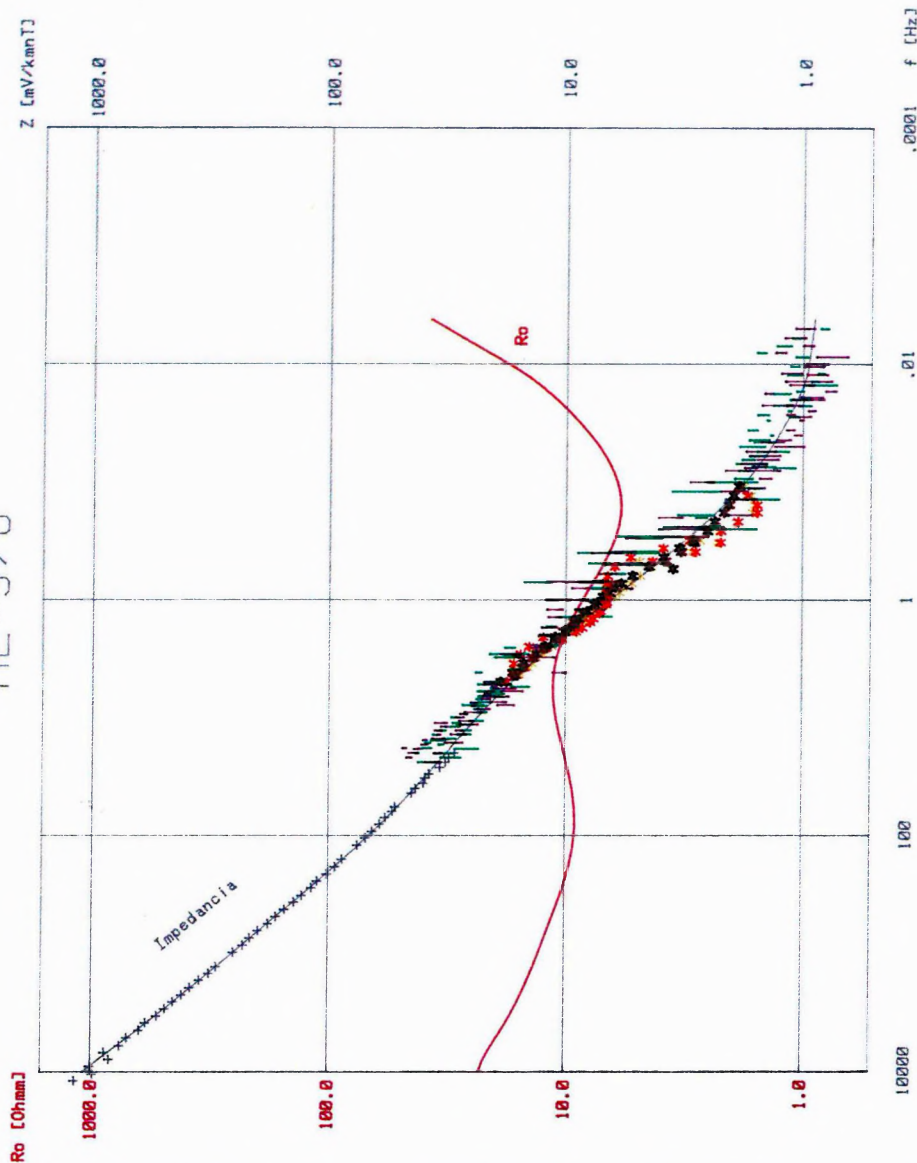
Ilyen földtani felépítés esetén a MTS méréseknek elvileg is rossz felbontóképességét tetézte az a tény, hogy az árnyékoló alatti rétegek kimutathatósága szempontjából fontos $5 \text{ Hz} > f > 0,1 \text{ Hz}$ tartományban van a természetes elektromágneses tér energiaminimuma. Emiatt az ipari zavaróáramok hatása fokozottan megnő. A mesterséges terű mérésekkel ebben a kritikus frekvenciasávban kívántuk megnövelni a jel/zaj viszonyt.

A 47. ábrán jól látszik, hogy az MTS adatok hibája relatíve éppen az MFS mérések tartományában nő meg, de ami még ennél is lényegesebb, hogy az MTS mérések impedanciagörbéje szisztematikusan az MFS görbe „felett” halad. Ennek az a magyarázata, hogy ha az ipari zavarok eredete véges távolságon belüli, akkor annak elektromágneses terére jellemző, hogy az elektromos térerősség (E) amplitúdója a távolság négyzetével, a mágneses (H) térerőssége viszont a távolság köbével arányosan csökken. Mivel az impedancia E/H érték, a véges távolságú zavarforrásból származó értékek mindig nagyobbak, mint a természetes vagy mesterséges, de végtelen távoli hullámmódonbeli tér értékei.

Ezzel az eljárással tehát jelentősen növelhettük méréseink megbízhatóságát. A korábbiaknál megbízhatóbb mérési anyag kiértékelésekor (a ρ görbék elektromos rétegekre bontásánál) még egy kényszerfeltételt is alkalmaztunk. A pannon és a nála nagyobb ellenállású miocén képződmények közötti fajlagos ellenálláskontraszt viszonylag kicsi. Ilyen esetekben az elektromos réteghatár szisztematikusan a miocén felszín alá csúszik. A szeizmikában viszont ez a határ talán a legbiztosabb szint. Mivel méréseinket szeizmikus szelvény mentén végeztük, ezt a pannon–miocén határt mint kényszerfeltételt beépítettük a geoelektromos görbekiértékelés folyamatába. Ezzel a miocén tető alatti legkritikusabb rétegek mélységmeghatározási pontossága jelentősen növekedett.

Az ismertetett mérési és feldolgozási módszertan a 48. ábrán látható szelvényt eredményezte. A felső $9\text{--}17 \text{ }\Omega\text{m}$ -es és az alatta levő $2,4\text{--}4,7 \text{ }\Omega\text{m}$ -es elektromos réteg a vulkanizmusnál fiatalabb üledékes miocén, pannóniai és annál

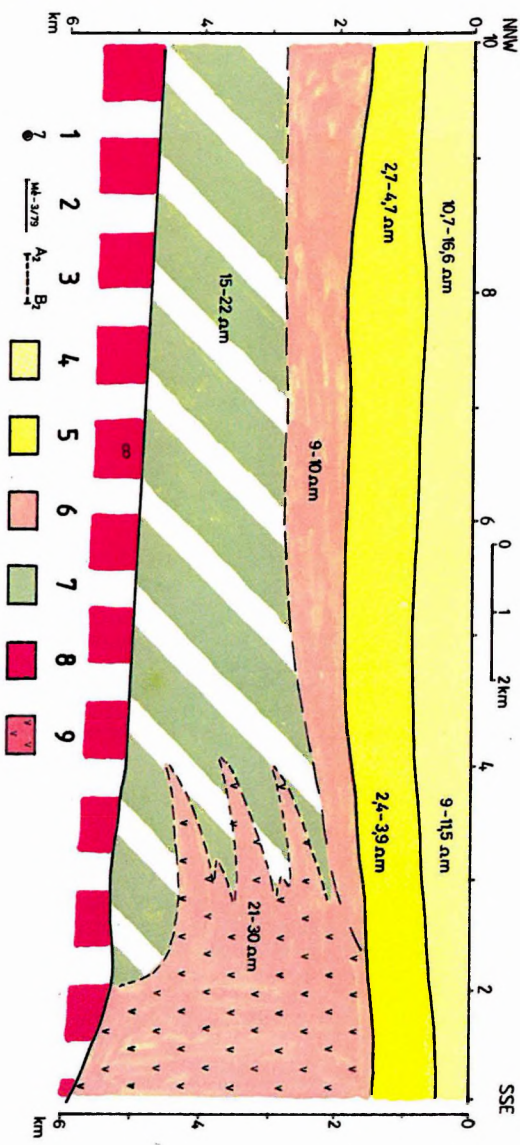
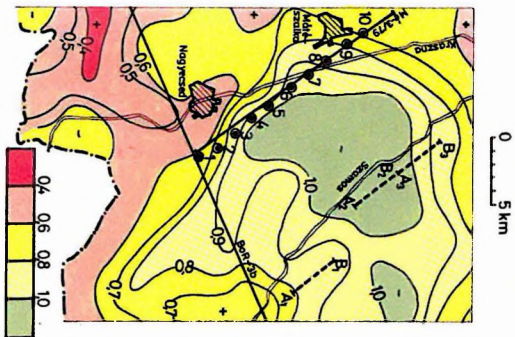
ME-3/6



47. ábra. MTS és MFS mérések impedancia adatai és a kiegyenlített impedancia görbének megfelelő ellenállás (R_o) görbe

Fig. 47. Impedance data of magnetotelluric and frequency-domain electromagnetic soundings, the adjusted impedance-, and the respective resistivity (R_o) curve

Рис. 47. Импедансы по МТЗ и МЧЗ и кривая сопротивлений (R_o), соответствующая сглаженной кривой импедансов.



48. ábra. Az Mé-3/79 szeizmikus szelvény nyomvonalán végzett MTS mérések értelmezése

1 — MTS pont helye a tellurikus izoarea térképen; 2 — szeizmikus szelvény nyomvonala (Mé — ELGI reflexió, BoR — GKV refrakciós vonal); 3 — az 5 Hz > f > 0.1 Hz tartományú MFS mérések adó vonala; 4 — felső geoelektromos réteg: holocén–pleisztocén és feltehetően a felsőpannóniai felső része; 5 — kiselállású vezérréteg, dominánsan alsópannóniai; 6 — feltételezett miocén összlet; 7 — idősebb miocén és esetleg felsőkréta–paleogén összlet; 8 — kristályos aljzat; 9 — miocén vulkáni összlet, ill. vulkanitokkal átjárt összlet (kitörési zóna)

Fig. 48. Interpretation of magnetotelluric soundings along seismic profile Mé-3/79

1 — location of MT sounding on the telluric isoarea map; 2 — seismic profile (Mé—ELGI reflection, BoR—GKV refraction); 3 — transmitter line of frequency soundings in the range of 5 Hz > f > 0.1 Hz; 4 — upper geoelectric layer: Quaternary and probably the upper part of the Upper Pannonian; 5 — low-resistivity marker layer, mainly Lower Pannonian; 6 — presumed Miocene; 7 — early Miocene or Paleogene–Upper Cretaceous; 8 — crystalline basement; 9 — Miocene volcanics or older sediments permeated by volcanics (volcanic centre)

Рис. 48. Интерпретация данных МТЗ вдоль профиля сейсморазведки Mé-3/79:

1 — точка МТЗ на карте теллурических изоареалов; 2 — профиль сейсморазведки (Mé — ЭЛГИ, МОВ; BoR — Геофизического предприятия Всевенгерского Нефтегазового треста, МПВ); 3 — линия датчиков частотного зондирования в диапазоне частот 5–0,1 Гц; 4 — верхний геоэлектрический слой: голоцен–плейстоцен и, вероятно, верхи верхнего паннона; 5 — маркирующий слой низких сопротивлений, в основном нижнего паннона; 6 — предполагаемый миоцен; 7 — нижняя часть миоцена и, возможно, верхний мел — палеоген; 8 — кристаллический фундамент; 9 — вулканическая толща миоцена или толща, пронизанная магматическими породами (вулканический центр).

fiatalabb összletek jellemzője. Alatta — a szelvény 1. és 2. (nagyecsed) pontját kivéve — egy kb. 10 Ω m-es, majd egy kb. 20 Ω m-es réteget kapunk, amelyben valószínűleg a miocén üledékes és részben talán tufás képződményeké a fő szerep, de főleg az alsó összletben a felsőkréta–paleogén képződményeket sem zárhatjuk ki.

Ez a felbontás és értelmezés a szelvényünktől mintegy 50 km-re levő nyír-ábrányi fúráson végzett MTS mérés tapasztalatain és a fúrás elektromos karotázs szelvényén alapul. A „bevetítést” a néhány éve mért A-16 szelvény közvetítésével tehetjük meg.

A Me-3/79 szelvény 1. és 2. pontja szolgáltatja méréseink legérdekesebb eredményét. A Nyírség központi vulkáni zónájában sikerült az aljzatmélység meghatározása. Itt a kis ellenállású fiatal üledék alatt közel 6000 m-es mélységig 30 Ω m körüli összletet határoztunk meg. A szelvény 1. pontjánál levő Necs-1 fúrás mintegy 4000 m mélységig miocén vulkáni összletet harántolt, és abban állt meg. A fúrás karotázs szelvénye igazolja az összlet 30 Ω m körüli átlagellenállását, amely 10–20 m vastag 5 Ω m-nél kisebb és 50 Ω m-nél nagyobb fajlagos ellenállású rétegekből átlagolódik.

A szelvényen kimutatott nagy ellenállású, É-ről D felé fokozatosan mélyülő aljzat lefutása a 6–10. MT pont között jó összhangban van a szeizmikus eredményekkel. Délebbre, az egyre erősebb diffrakciók miatt, a szeizmikus képen az aljzat nem látszik. Az aljzatnak a 6. ponttól D-re látható további mélyülésére utal a gravitációs Bouguer-anomália kép is. A szeizmikus és elektromos mérésekből kapott eredményekből kiindulva sikerült is olyan kétdimenziós modellt szerkeszteni, amelynek Bouguer-hatása hibahatáron belül egyezik a mért Bouguer-anomália értékekkel.

1.4.1 A dunántúli vezetőképesség-anomália vizsgálata (Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata)*

A dunántúli vezetőképesség-anomáliát harántoló MK-3 szelvény Mórtól D-re eső szakaszán az 1984. évi MT mérések a jólvezető képződményeket néhány ponton anomálishan kis mélységben — 2,5–3,5 km között — valószínűsítették. A szondázási görbék erős irányfüggésének, illetve a torzulásokból adódó értelmezési problémáknak a vizsgálatára 1985-ben a területen további 20 mérési ponton végeztünk MT szondázást.

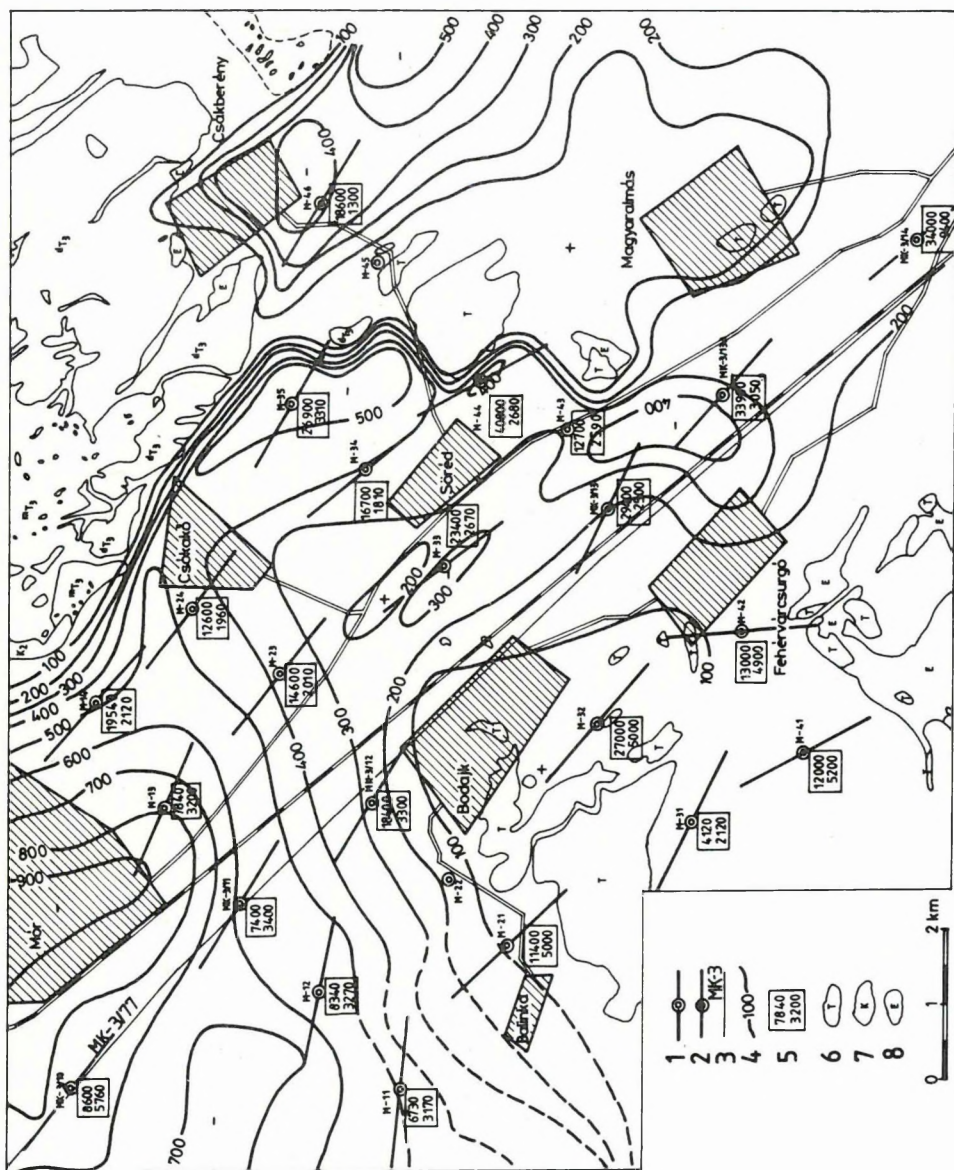
A 49. ábrán bemutatjuk a térségben mért szondázási görbéket, az 50. ábrán a szélsőérték-görbékből a jólvezető mélységére egydimenziós kiértékelésből kapott mélységadatokat. Ezen feltüntettük a ϱ_{\max} görbék irányát is. Az ábrák alapján megállapítható, hogy:

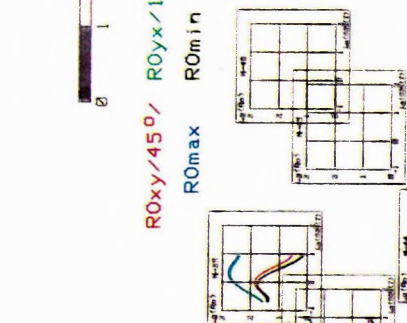
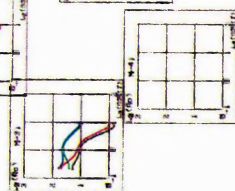
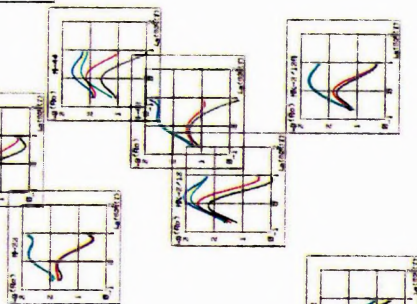
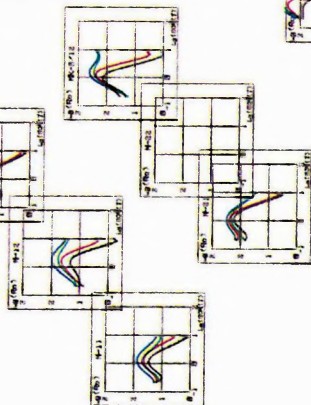
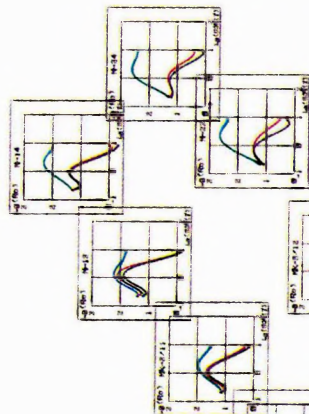
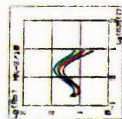
- a szondázási görbék jellege a mérési területen azonos. Az egyöntetűség nemcsak a görbék alakjában, hanem irányitottságában is megjelenik; a ϱ_{\max} görbék irányitottsága DK-i, a ϱ_{\min} görbéké pedig az ÉK-i irányhoz áll közel. Ezekből következik, hogy regionális hatásról van szó, amelyet gyengén befolyásolnak (torzítanak) a lokális szerkezeti irányok;
- az összes szondázási görbe jelzi a medencealjzat alatti jólvezető képződményt. A ϱ görbék anizotrópiája azonban a jólvezetővel kapcsolatos jobb oldali lemenő ágon meghaladhatja a két nagyságrendet is. Ebből következően a szélsőérték-görbék egydimenziós kiértékeléséből a képződmény mélységére nagyságrendi eltérések adódhatnak.

A ϱ_{\min} és ϱ_{\max} görbék jelentős különbsége miatt meg kell vizsgálni, hogy mely görbék hordozzák a jólvezető képződményekre nézve a legvalószínűbb információt, vagyis meg kell határozni a különböző tértorzulások okait.

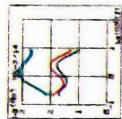
A statisztikai vizsgálatokból megállapíthatjuk, hogy a képződmény átlag-mélységére a ϱ_{\min} görbékből 3 km, a ϱ_{\max} görbékből 15 km adódik. A $H\varrho_{\min}$ értékeket gyakorlatilag nem torzíttja az „S” hatás, míg a $H\varrho_{\max}$ értékekben a torzítás kifejezetten megjelenik. (Az „S” hatás a H -polarizációs görbéken fellépő torzulás. A jólvezető képződmény mélységére számolható mélységérték fordítottan arányos a képződmény feletti rétegösszlet vezetőképességével.)

* Ráner G., Varga G.





R0x/45° / R0x/135° / R0min



49. ábra. A dunántúli vezetőképesség-anomália területén mért MT szondázási görbék
- Fig. 49. Magnetotelluric sounding curves on the area of the conductivity anomaly of Transdanubia
- Рис. 49. Кривые МТЗ по площади задунайской аномалии проводимости.

Ennek alapján a ϱ_{\min} görbék tekinthetők E-polarizációsak, tehát a jólvezető képződmény mélységét ezekből kell számítani. Ugyanakkor a ϱ_{\min} görbékben felfedezhető a Vértess-hegység nagy ellenállású, mészköves kifejlődésű tömegének, illetve kisebb kiterjedésű triász rögök felszíni kibúvása okozta falhatás (edge effect), amely miatt a jólvezető képződmény mélysége a ténylegesnél kisebbnek adódik, illetve látszólagos jólvezető rétegindikációt is eredményezhet.

A móri területen mért szondázási görbék értelmezése nem oldható meg egydimenziós kiértékeléssel. A görbék két-, illetve háromdimenziós kiértékelése numerikus modellszámításokkal megkezdődött. A modellszámításoknak kell választ adniuk az egyes torzító hatások mértékéről, amely alapján jobb mélységbecslés adható. Sekély aljzatú, kibúvákos területeken ezek a hatások igen jelentősek lehetnek. Az „S” hatás okozta torzítás figyelhető meg pl. az 51. ábra H-polarizáció görbéin. Az ábrán bemutatott numerikus modellszámítás a kétdimenziós kiértékelés első közelítésének tekinthető.

50. ábra. A jólvezető képződmény mélysége MT görbékkel, egydimenziós kiértékeléssel

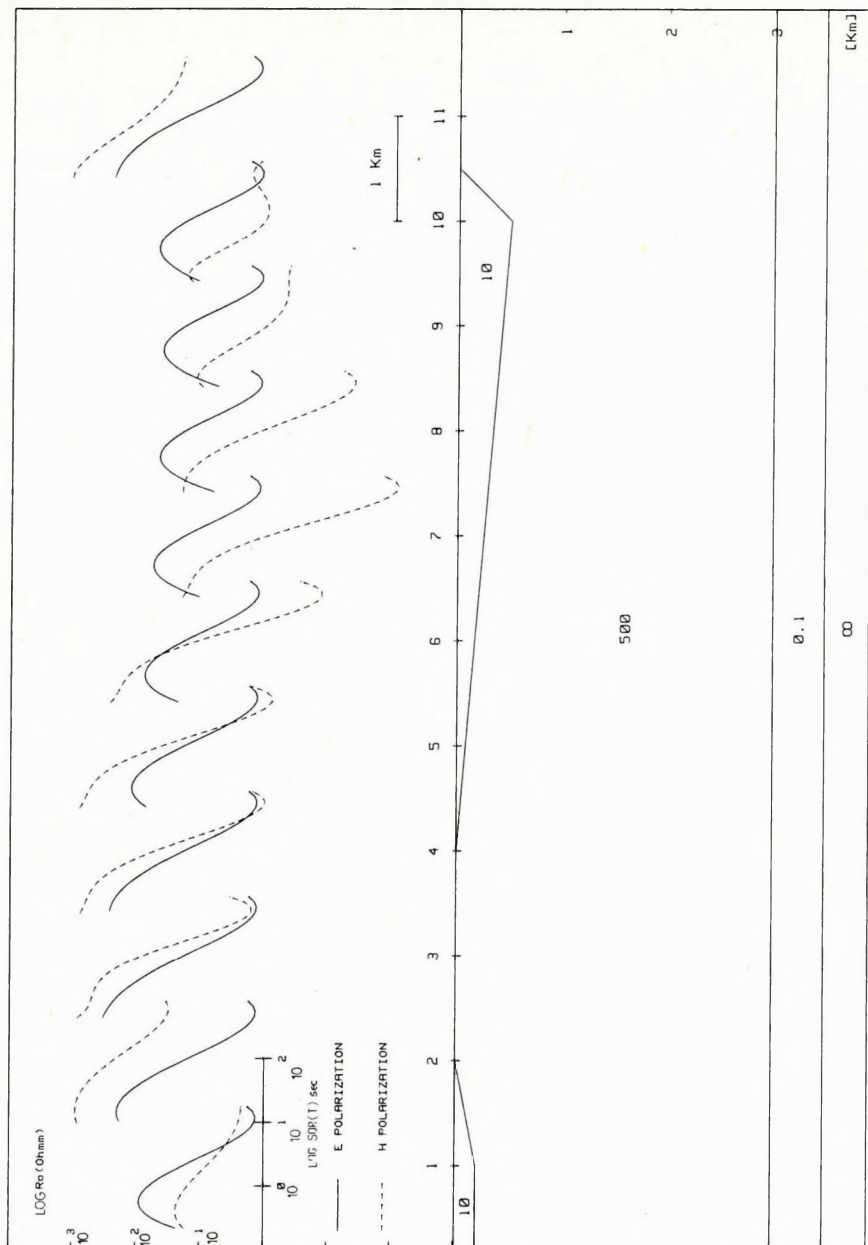
1 — MTS mérési pont és a ϱ_{\max} görbék iránya; 2 — MTS mérési pont + MT mélyszondázás; 3 — szeizmikus reflexiós vonal; 4 — a medencealjzat felszíntől számított mélysége [m]; 5 — a jólvezető képződmény mélysége a ϱ_{\max} és ϱ_{\min} görbékkel [m]; 6 — felszínen triász képződmények; 7 — felszínen kréta képződmények; 8 — felszínen eocén képződmények

Fig. 50. Depth of the conductive zone as determined from MT curves by one-dimensional interpretation

1 — location of MT sounding and direction of ϱ_{\max} curves; 2 — location of MT sounding with additional deep MT soundings; 3 — seismic reflection profile; 4 — contour of depth to basement [m]; 5 — depths of the conductive zone from ϱ_{\max} and ϱ_{\min} curves [m]; 6 — Triassic outcrop; 7 — Cretaceous outcrop; 8 — Eocene outcrop

Рис. 50. Глубина залегания проводящего тела, по кривым МТ; интерпретация по одномерной модели:

1 — точка МТЗ и ориентировка кривых ϱ_{\max} ; 2 — точка МТЗ с глубинным МТ зондированием; 3 — профиль сейсморазведки МОВ; 4 — глубина залегания фундамента, в м; 5 — глубина залегания проводящего тела, по кривым ϱ_{\max} и ϱ_{\min} , в м; 6 — триасовые отложения на поверхности; 7 — меловые отложения на поверхности; 8 — эоценовые образования на поверхности.



51. ábra. Magnetotellurikus szondázási görbék kétdimenziós numerikus modellszámítása

Fig. 51. Magnetotelluric sounding curves computed by two-dimensional numerical modelling

Рис. 51. Двухмерный цифровой модельный расчет кривых МТЗ.

1.4.2 Szerkezeti elemzés a Dunántúli-középhegységben kinematikai modellezéssel: eredmények és lehetőségek*

Intézetünkben évek óta folyik a szerkezeti elemzés új módszerének, a kinematikai modellezésnek kidolgozása és alkalmazása. Először a Kárpát–Pannon térség miocén fejlődésmenetére alkottunk egy alapvetően új modellt, majd három irányban folytattuk kutatásainkat:

1. Modellünket beleillesztettük a széles környezetre (az Alp–Mediterrán térség középső, Provence-tól Ny-Anatóliáig terjedő szakaszára) kidolgozott kinematikai képbe. Ezzel sikerült a mozgásokat általánosan ismert jelenségekre — Afrika és Európa egymáshoz közeledésére és a Ligur-tenger felnyílására — visszavezetnünk, azaz e mozgásokra korszerű tudományos magyarázatot adnunk.

2. Megkezdjük a modellünkből adódó következtetések ellenőrzését kisebb egységekre vonatkozóan. Kimutattuk, hogy a paleomágneses irányok és a helyi szerkezeti adatok egész sora jó összhangban van a regionális modellel és tár fel újabb részleteket a kinematikai fejlődésmenetben. A Felvidék, Kárpátalja és Észak-Magyarország területét jellemző anyag elemzésével igazoltuk a Kárpát–Pannon modellből adódó azon következtetésünket, hogy a mezozoos és idősebb képződmények tektonikai arculatát (= csapás, hajlatok, alak, elrendeződés stb.) a miocén mozgások jelentős mértékben átalakították.

3. Megindultunk a modellezéssel a miocén előtti korszakok felé. Az egyelőre csak Alpi–Nyugat-Kárpáti–Észak- és Közép-Pannon keretben lefolytatott modellezési kísérleteinkkel tisztáztuk, hogy hazánk területének jól ismert pásztás nagyszerkezeti képe lényegileg csak az oligocénben alakult ki (jobbbs nyírással).

Kinematikai modellezéssel tehát olyan képet körvonalaztunk, amelyben hazánk területének és környezetének mai szerkezeti arculata az oligocénban és a miocénban alakult ki. A kialakulási folyamat részletei időben és térben elég pontosan vázolhatók, s így megvan a lehetőség arra, hogy egyrészt folytassuk e részletek ellenőrzését konkrét körzetek földtani ismeratanyaga alapján, másrészt hogy részletesebb képet adjunk a konkrét körzetek szerkezet-alakulásáról.

A Dunántúli-középhegység hazánk földtanilag legjobban tanulmányozott vidéke és amellet legnagyobb méretű feltárt földtani egysége, ezért kézenfekvőnek látszott kinematikai modellezésnek alávetni. A rendelkezésre álló földtani, geofizikai és mélyfúrási anyag elemzésével kiválasztottuk azokat az adatokat, tényeket és jelenségeket, amelyek a szerkezet megítélése szempontjából fontosak. Tisztáztuk, hogy a Bakonyból és a Vértesből jól ismert Középhegy-

* Balla Z.

1.4.2 Szerkezeti elemzés a Dunántúli-középhegységben kinematikai modellezéssel: eredmények és lehetőségek*

Intézetünkben évek óta folyik a szerkezeti elemzés új módszerének, a kinematikai modellezésnek kidolgozása és alkalmazása. Először a Kárpát–Pannon térség miocén fejlődésmenetére alkottunk egy alapvetően új modellt, majd három irányban folytattuk kutatásainkat:

1. Modellünket beleillesztettük a széles környezetre (az Alp–Mediterrán térség középső, Provence-tól Ny-Anatóliáig terjedő szakaszára) kidolgozott kinematikai képbe. Ezzel sikerült a mozgásokat általánosan ismert jelenségekre — Afrika és Európa egymáshoz közeledésére és a Ligur-tenger felnyílására — visszavezetnünk, azaz e mozgásokra korszerű tudományos magyarázatot adnunk.

2. Megkezdjük a modellünkből adódó következtetések ellenőrzését kisebb egységekre vonatkozóan. Kimutattuk, hogy a paleomágneses irányok és a helyi szerkezeti adatok egész sora jó összhangban van a regionális modellel és tár fel újabb részleteket a kinematikai fejlődésmenetben. A Felvidék, Kárpátalja és Észak-Magyarország területét jellemző anyag elemzésével igazoltuk a Kárpát–Pannon modellből adódó azon következtetésünket, hogy a mezozoos és idősebb képződmények tektonikai arculatát (= csapás, hajlatok, alak, elrendeződés stb.) a miocén mozgások jelentős mértékben átalakították.

3. Megindultunk a modellezéssel a miocén előtti korszakok felé. Az egyelőre csak Alpi–Nyugat-Kárpáti–Észak- és Közép-Pannon keretben lefolytatott modellezési kísérleteinkkel tisztáztuk, hogy hazánk területének jól ismert pásztás nagyszerkezeti képe lényegileg csak az oligocénben alakult ki (jobbbs nyírással).

Kinematikai modellezéssel tehát olyan képet körvonalaztunk, amelyben hazánk területének és környezetének mai szerkezeti arculata az oligocénban és a miocénban alakult ki. A kialakulási folyamat részletei időben és térben elég pontosan vázolhatók, s így megvan a lehetőség arra, hogy egyrészt folytassuk e részletek ellenőrzését konkrét körzetek földtani ismeratanyaga alapján, másrészt hogy részletesebb képet adjunk a konkrét körzetek szerkezet-alakulásáról.

A Dunántúli-középhegység hazánk földtanilag legjobban tanulmányozott vidéke és amellet legnagyobb méretű feltárt földtani egysége, ezért kézenfekvőnek látszott kinematikai modellezésnek alávetni. A rendelkezésre álló földtani, geofizikai és mélyfúrási anyag elemzésével kiválasztottuk azokat az adatokat, tényeket és jelenségeket, amelyek a szerkezet megítélése szempontjából fontosak. Tisztáztuk, hogy a Bakonyból és a Vértesből jól ismert Középhegy-

* Balla Z.

ségi-szinklinális végigkövethető a Gerecse-, a Pilis- és a Budai-hegységben, fokozatosan DK felé forduló tengellyel (Szentés F. felfogásával összhangban) s hogy ez a 90° -ot elérő szerkezeti hajlat a gyűrődéshez és pikkelyeződéshez hasonlóan a középsőkrétában jött létre (Wein Gy. nézeteinek megfelelően). Ezt az idős, szenon előtti alakulatot vettük vezető elemnek a fiatalabb szerkezeti mozgások elemzésénél, amelynek eredményeként a Dunántúli-középhegység oligocén–kvarter fejlődésmenetében a következő négy szakaszt különítettük el:

a) A DK-i szegély jobbos nyírása (oligocén) azt eredményezte, hogy (a korábban közel izometrikus testek széthúzásával Ny-i irányban) létrejött a Velence–Balaton gránitvonulat és a Buda–Seregélyes–Buzsák mezozoos pászta. Az ehhez a nyíráshoz kapcsolható legbelső jobbos eltolódás kb. a Balaton tengelyében, majd Zámoly–Nagykovácsi irányában húzódik.

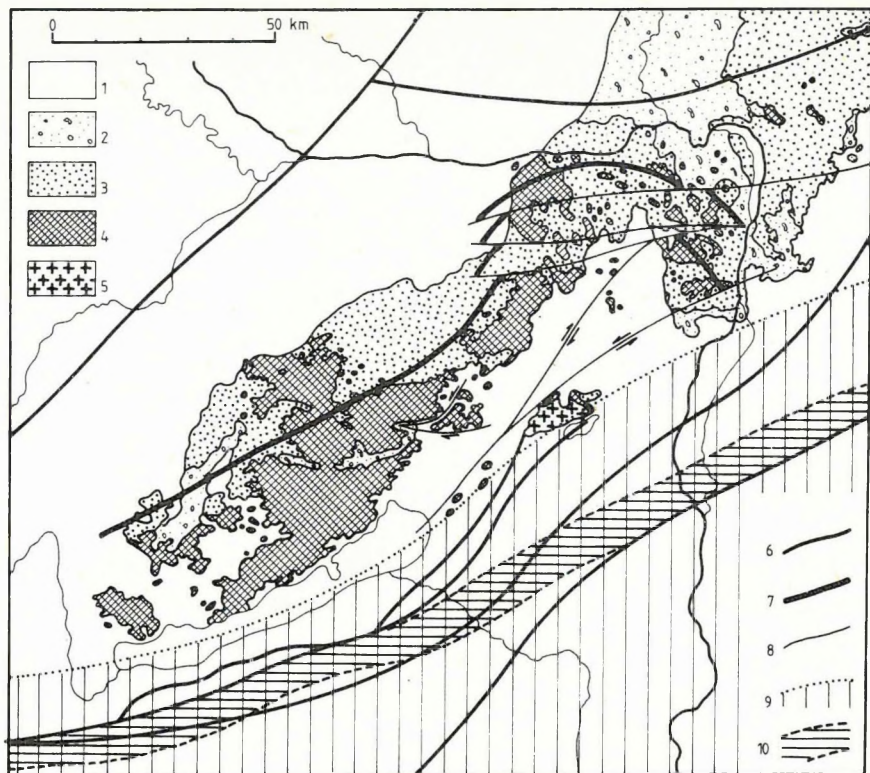
b) A DK-i szegély évtizedek óta ismert összenyomása (alsó–középsőmiocén) térben differenciált volt, ezért az oligocénben létrejött pászták S alakúvá váltak. Ennek következménye a Balaton–Velence gránitvonulat s a Balaton–Zámoly–Nagykovácsi törés meghajlása, valamint a Vértesnek a Bakonyhoz viszonyított óramutató-járással ellentétes elfordulása.

c) Balos nyírás (középső–felsőmiocén) hozta létre a Budai-hegységet lezáró eltolódást, amely a Velencei-hegység É-i pereméig követhető, továbbá a Gerecse–Pilis körzet K–Ny csapású balos eltolódásait, amelyek erősen befolyásolták az eocén és oligocén üledékek térbeli eloszlását és vastagságváltozásait (pl. a Csolnoki rögsor vagy a Csordakúti–Zsámbéki medencesor D-i peremtörése) és amelyek kialakították a jura–kréta üledékek látszólag közel D–É irányú lefutását a Gerecse Ny-i előterében (Tatabánya–Tata körzete).

d) Közel É–D-i új törésekkel kapcsolatos rögmozgások (felsőmiocén–kvarter) alakították ki a Vértestől K-re eső terület mai szerkezeti-domborzati képét. A megfelelő kinematikai körülmények tisztázásra várnak.

A vázolt szerkezeti fejlődésmenetnek csak az utolsó szakasza közismert, a korábbiakat újonnan mutattuk ki; alapvetően új a Dunántúli-középhegység K-i felére 1:200 000-es földtani térkép formájában kidolgozott szerkezeti kép is, amelynek itt csak vázlatát (52. ábra) közöljük. A többszörös és jelentős szerkezeti átrendeződés következtében az oligocén és idősebb képződmények térbeli eloszlása ma már lényegesen eltér az eredetitől, s így ezek ösföldrajzi képe és bármilyen nyersanyag erre alapozott prognózisa csak a kinematikai modellezéssel kapott rekonstrukcióban lehet helytálló.

Az elemzés során az is bebizonyosodott, hogy a mai szerkezetről csak modellezéssel alakíthatunk ki reális képet. Ez a kép szolgálhat alapul bármiféle olyan vizsgálathoz, amelynek tárgya összefüggésben áll a mai szerkezettel. Az eddigi modellezés azonban csak általános törvényszerűségeket tárt fel és gyakorlati vonatkozásban csak a módszer lehetőségeit bizonyította be. Ahhoz,



52. ábra. A Dunántúli-középhegység áttekintő térképe

1 — szarmata-pannon-kvarter üledékek; 2 — alsó-középső miocén és legalsó szarmata képződmények; 3 — szenon-paleogén és legalsó miocén képződmények; 4 — metamorf aljzat és perm-mezozoos üledékek; 5 — velencei gránit; 6 — prekainozoos egységek határa a medencealjzatban; 7 — a középhegységi szinklinális tengelye; 8 — újonnan kijelölt eltolódás; 9 — az oligocénben elnyírt terület és határa; 10 — miocén kompressziós öv és határa

Fig. 52. Regional map of the Transdanubian Central Range

1 — Sarmatian-Pannonian-Quaternary sediments; 2 — Lower and Middle Miocene and the lowest part of the Sarmatian; 3 — Senonian-Palaeogene and the lowest part of the Miocene; 4 — metamorphic basement and Permian-Mesozoic sediments; 5 — granite of the Velence hills; 6 — boundary of pre-Cenozoic units in the basement; 7 — axis of the syncline of the Transdanubian Central Range; 8 — stike-slip fault recently delineated; 9 — area sheared in the Oligocene; 10 — zone of Miocene compression

Рис. 52. Обзорная карта Задунайского среднегорья:

1 — отложения сармата, паннона и четвертичные; 2 — образования нижнего и среднего миоцена, а также самых низов сармата; 3 — образования сенона, палеогена и самых низов миоцена; 4 — метаморфический фундамент и пермско-мезозойские отложения; 5 — веленейские граниты (верхний карбон); 6 — граница докайнозойских единиц фундамента; 7 — ось Среднегорской синклинали; 8 — нововывявленный сдвиг; 9 — область, деформированная в олигоцене, и ее граница; 10 — зона сжатия миоценового возраста и ее граница.

hogy e lehetőségek realizálhatók legyenek, további széles körű vizsgálatok lefolytatására van szükség. A jelenleg már számba vehető feladatoknak két fő csoportja körvonalazható:

- a mai szerkezet pontosabb meghatározása vízföldtani, szénhidrogén-földtani, építésföldtani stb. feladatok megoldásának megalapozásához;
- korábbi szerkezeti helyzetek visszaállítása kőszénprognosztikai, bauxit-prognosztikai stb. feladatok megoldásának megalapozásához.

A kinematikai modellezésnek mindkét esetben döntő szerepe van, de az egyéb irányú vizsgálatok tartalmát és arányát már lényegesen befolyásolja a konkrét feladat. A módszerből és a szemléletből következően a vizsgálatok léptéke és részletessége növelhető, s a modellezés akár egyedi bányamezőn belül is elvégezhető; pontossága és megbízhatósága azonban mindig a rendelkezésre álló ismeretanyag függvénye.

1.4.3 A Közép-Dunántúl fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján*

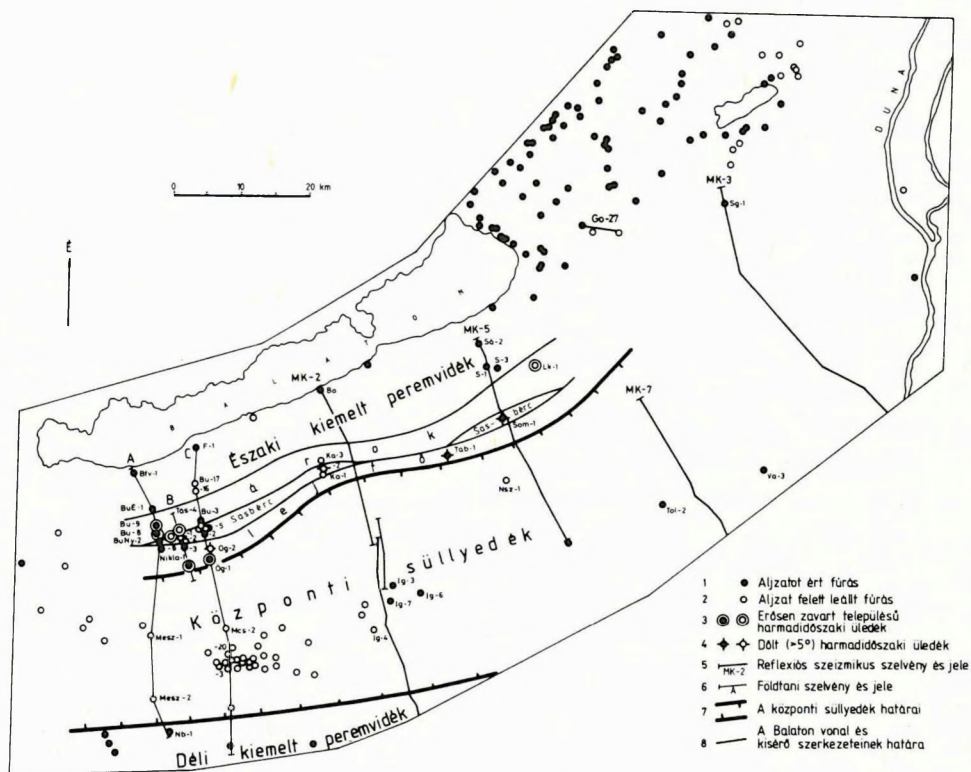
A mélyfúrási és geofizikai adatok alapján készült kis méretarányú országos áttekintő térképek képet adnak a Közép-Dunántúl aljzatának felépítéséről [CSALAGOVITS et al. 1967; FÜLÖP-DANK, 1986], aljzatfelszínének domborzatáról [KÖRÖSSY, 1980; HORVÁTH-ROYDEN, 1981; KILÉNYI-RUMPLER, 1984], a pannóniai [KÖRÖSSY, 1970], valamint a szarmata és a bádeni üledékösszlet vastagságeloszlásáról [KÖRÖSSY, 1980]. A terület É-i részére JÁMBOR [1980] közöl részletesebb pannóniai üledékvastagság-térképet, a terület nagy részére pedig NEMESI [1986] ad aljzatdomborzati térképet.

Az ezekben közölt adatok alapján a Közép-Dunántúl aljzat-domborzatában az alábbi három fő elem különíthető el (53. ábra): az É-i kiemelt peremvidék, a központi süllyedék és a D-i kiemelt peremvidék. Ez a tagolódás jól tükröződik mind a miocén képződmények, mind a pannon üledékösszlet vastagságában is. A központi süllyedéknek csak az É-i határa éles, a D-i bizonytalan, mivel ez a medencerész erősen tagolt. A kép tisztázását tovább nehezíti az a körülmény, hogy a központi süllyedék K felé sekélyebbé válik és beszűkülni látszik.

Az É-i kiemelt peremvidéken a harmadidőszaki összlet fekéjében a Bakonyi-egység aljzatképződményeit látjuk, ezeket D-ről a Balaton-vonal zárja le. A központi süllyedék aljzatát már egy másik egység [WEIN, 1972: „Igal-Bükki-eugeoszinklinális”, BREZSNYÁNSZKY-HAAS, 1985: „Közép-Dunántúli-egység”, KÁZMÉR, 1986: „Igali-egység”] alkotja, amelyen túl a D-i kiemelt

* Balla Z., R. Tátrai M., Dudko A. (MÁFI).

peremvidéken a Mecseki-egység következik. A központi süllyedék tehát első megközelítésben egybeesik a Bakonyi- és a Mecseki-egység közötti más aljzatú sávval, bár az egybeesés részleteiben nincs igazolva. Itt található a Balaton és a Mecsek-hegység közötti miocén vulkáni tömegek döntő többsége. Ezt a területet régóta a környezetétől elütő „mozgékony öv”-nek tekintik [WEIN, 1972; SZEPESHÁZY, 1980], akár az aljzat felépítését, akár a fiatal képződmények jellegét veszik alapul. E mozgékony övet illetően többnyire csak sokkal nagyobb területet átfogó munkák keretében nyilvánítottak véleményt. A vélemények közül az alábbiakat emeljük ki:



53. ábra. A Közép-Dunántúl áttekintő térképe

Fig. 53. Regional map of the central part of Transdanubia

1 — borehole with basement rocks; 2 — borehole without basement rocks; 3 — heavily disturbed Tertiary sediments; 4 — obliquely dipping Tertiary formations; 5 — reflection seismic profile; 6 — geological profile; 7 — contour of the central depression; 8 — the Balaton line and its accompanying structures

Рис. 53. Обзорная карта Средней Задунaйщины:

1 — скважина, вскрывшая фундамент; 2 — скважина, не дошедшая до фундамента; 3 — третичные отложения в сильно нарушенном залегании; 4 — третичные образования в наклонном залегании; 5 — разрез МОВ; 6 — геологический разрез; 7 — контур центральной впадины; 8 — линия Балатона и ее структуры.

1. Az oligocénban KÁZMÉR [1984] és KÁZMÉR-KOVÁCS [1985] szerint a Balaton-vonal mentén mintegy 500 km-es jobbos elmozdulás játszódott le, míg BALLA [1988] úgy véli, hogy ez a jobbos elmozdulás a Közép-Dunántúlon egy kb. 50 km szélességű övre terjedt szét, létrehozva a terület egész szerkezeti övességét.

2. A miocénban a Közép-Dunántúl BALLA [1984] felfogásában jelentős összenyomás és balos nyírás színtere volt.

Az utóbbi egy-másfél évtizedben a területen az ELGI reflexiós szeizmikus, tellurikus és magnetotellurikus méréseket végzett [ÁDÁM O., 1979; ÁDÁM O. et al., 1983; NEMESI 1986; NEMESI et al., 1974, 1978, 1979, 1980, 1982; RÁNER et al., 1975, 1976, 1977, 1979], amelyek földtani összefoglalása még nem történt meg. A Közép-Dunántúl ÉK-i folytatásába eső Balatonfő-Velencei-hegység területén az elmúlt évtizedben földtani előkutatás folyt, amely szerkezeti szempontból számos új eredménnyel [DUDKO, 1988; DUDKO et al., 1986] szolgált. Tanulmányunk célja a rendelkezésre álló földtani és geofizikai anyagok összesítése és tektonikai értelmezése, különös tekintettel a kainozoos szerkezetalakulásra.

Az alapadatok áttekintése

A teljes mértékben fedett Közép-Dunántúl szerkezetét illetően csak mélyfúrási és geofizikai adatokra (53. ábra) támaszkodhatunk. Az aljzatig hatoló *mélyfúrásokkal* legjobban tanulmányozott terület *Buzsák* körzetében („Bu” jelű fúrások) van. Itt a fúrási rétegsorokban az eocén, az oligocén és a bádeninél idősebb miocén képződmények települése (l. az 54. ábrán) annyira zavart, hogy magyarázatul már régóta [SZTRÁKOS, 1975] kompressziós eredetet tételeznek fel. Egyes mélyfúrások rétegsorában a bádeni, a szarmata, sőt még az alsópannoniai üledékek is dőlten települnek (l. az 55. ábrán), s a Nikla-1 fúrás (l. az 56. ábrán) alaphegységi összlet alatt tárt fel bádeni üledékeket.

54. ábra. A Balaton-vonal menti árok fúrási rétegsorai. Készült a MÁFI adattárában levő dokumentáció alapján, szerző és évszám a rétegsorok alján feltüntetve

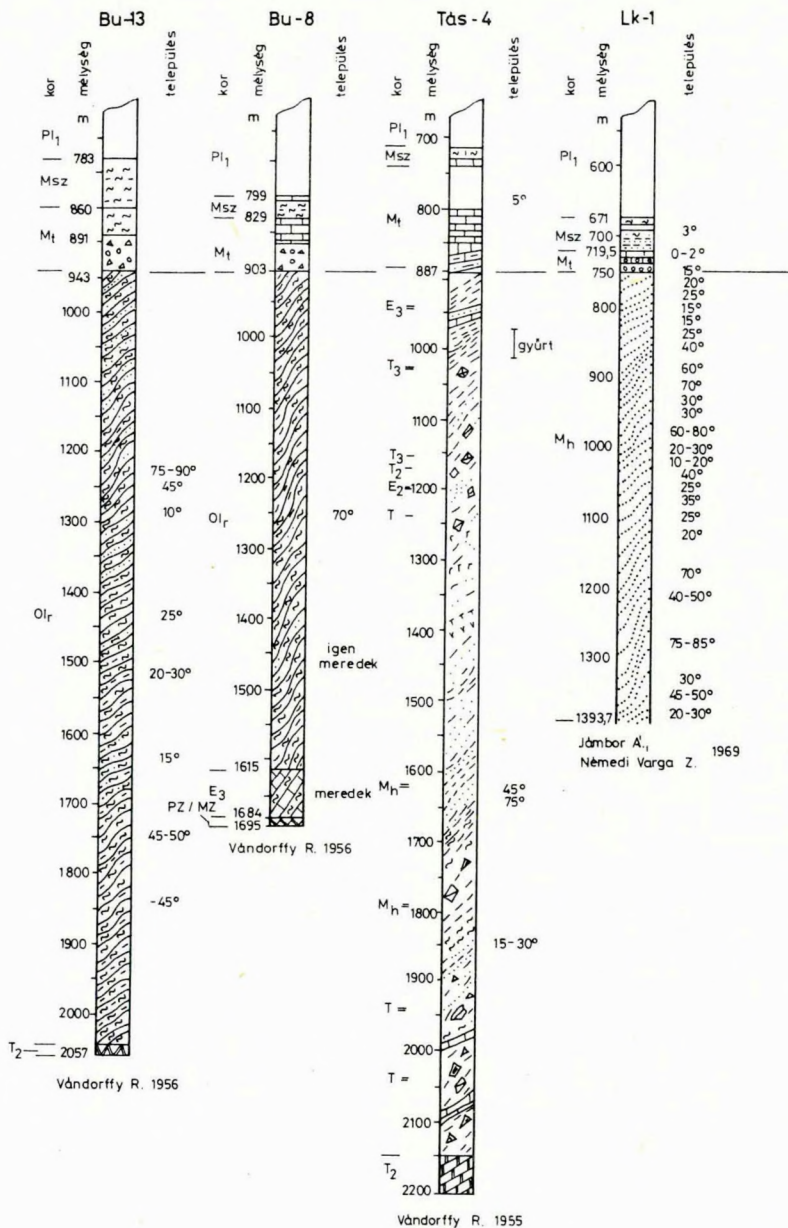
Jelmagyarázat az 55., helyszínrajz az 53. ábrán

Fig. 54. Borehole columns of the graben along the Balaton line (constructed from descriptions in the Documentation Department of the Hungarian Geological Survey, authors and years indicated at the bottom of columns)

For legend see Fig. 55; for location see Fig. 53

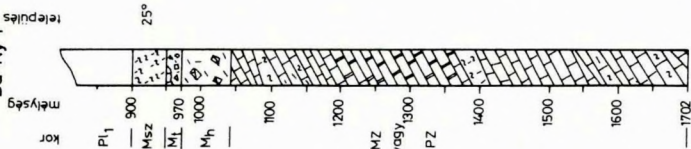
Рис. 54. Колонки буровых скважин грабена вдоль линии Балатон. Составлено по документации в фондах Геологического института, автор и год обозначены под соответствующей колонкой.

Условные обозначения см. на рис. 55, план ситуации — на рис. 53.



BUZSAK

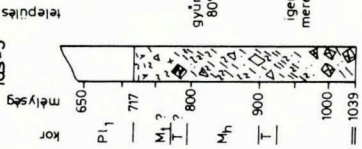
Bu-Ny-1



Pálffy J.
Szepesházy K. 1963

TASAK

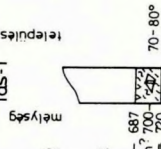
Tas-5



Gyarmati J. 1969

TASAK

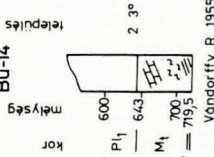
Tas-1



Bardócz B. 1968

BUZSAK

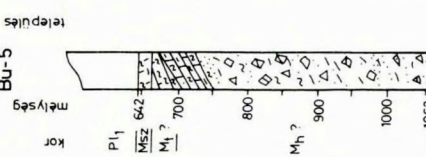
Bu-14



Vandorty R. 1955

BUZSAK

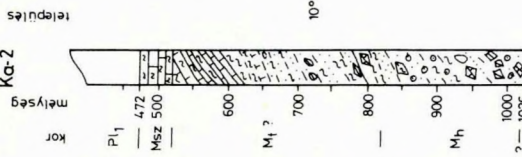
Bu-5



Vandorty R. 1955

KARAD

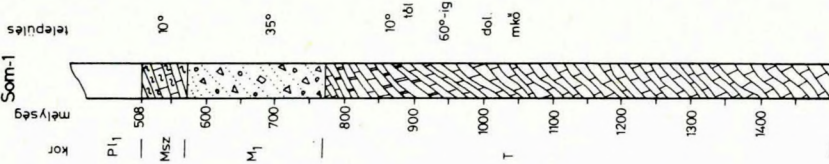
Ka-2



Benedek J.
Szepesházy K. 1953

SOM

Som-1



- 1 []
- 2 []
- 3 []
- 4 []
- 5 []
- 6 []
- 7 []
- 8 []
- 9 []
- 10 []
- 11 []
- 12 []
- 13 []
- 14 []
- 15 []
- 16 []
- 17 []
- 18 []
- 19 []

Mindezek alapján a buzsaí körzetre *kompressziós szerkezetalakulást* tartunk jellemzőnek. Az egyéb területeken mélyített fúrások közül ezt közvetlenül igazolja még a *Lajoskomárom Lk-I* fúrás is (l. az 54. ábrán), amely erősen zavart településű kárpáti üledékeket tárt fel. Települési zavarok számos más fúrás rétegsorában is előfordulnak (l. az 53–56. ábrán), de többnyire nem olyan erősek, hogy más értelmezési lehetőség ne merülhessen fel. Kompressziós szerkezetalakulást ismertet viszont a Ny-i folytatásba eső Zalai-medencéből HORVÁTH ÉS RUMPLER [1984] (Budafai-antiklinális).

Az egész területet a *geofizikai anyagok* közül csak a gravitációs (SZABÓ-SÁRHIDAI, 1985a és 4. mell.) és földmágneses térkép (5. mell.) fogja át. Térképet adtak még a tellurikus mérési eredmények alapján is [NEMESI et al., 1979, 1980, 1982]. Ezenkívül a területen reflexiós szeizmikus mérések (helyszínrajz az 53. ábrán) és magnetotellurikus szondázások voltak.

A *reflexiós időszevénnyekben* a fiatal képződmények két összletre tagolódnak, amelyeket többnyire egy *diszkordanciafelület* választ el egymástól. A fúrási rétegsorokkal való összevetés nyomán a felső összlet a *szarmata-panóniai üledékekkel*, az alsó pedig az idősebb miocén képződményekkel azonosítható. A reflexiós rajzolat alapján *miocén vulkanitok* és *miocén üledékek* is megkülönböztethetők, s ez a megkülönböztetés összhangban áll a földmágneses anomália-menettel.

← 55. ábra. A Balaton-vonal menti sasbérc fúrási rétegsorai. Készült a MÁFI Adattárában levő dokumentáció alapján, szerző és évszám a rétegsorok alatt feltüntetve

1 — agyag; 2 — aleurit; 3 — aleurolit; 4 — homokkő; 5 — kavics; 6 — kvarckavics; 7 — breccsa; 8 — márga; 9 — mészmárga; 10 — agyagmárga; 11 — mészkő; 12 — tufás mészkő; 13 — dolomit; 14 — argillit (agyagkő); 15 — tufa; 16 — riolit; 17 — andezit; 18 — andezit agglomerátum; 19 — pala. Helyszínrajz az 53. ábrán

← Fig. 55. Borehole columns of the horst along the Balaton line (constructed from descriptions in the Documentation Department of the Hungarian Geological Survey, authors and years indicated at the bottom of columns)

1 — clay; 2 — silt; 3 — siltstone; 4 — sandstone; 5 — pebbles, gravel; 6 — quartz pebbles; 7 — breccia; 8 — marl; 9 — calcareous marl; 10 — argillaceous marl; 11 — limestone; 12 — tuffitic limestone; 13 — dolomite; 14 — argillite (claystone); 15 — tuff; 16 — rhyolite; 17 — andesite; 18 — andesite agglomerate; 19 — schist. For location see Fig. 53

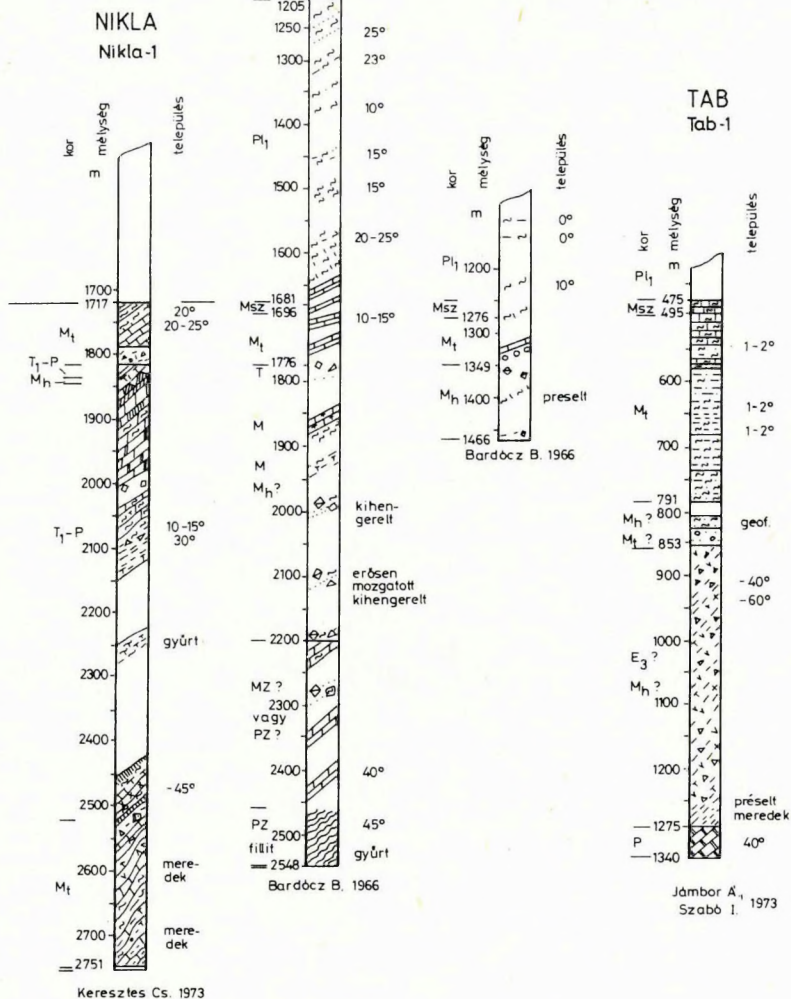
← Рис. 55. Колонки буровых скважин горста вдоль линии Балатон. Составлено по документации в фондах Геологического института, автор и год обозначены под соответствующей колонкой:

1 — глины; 2 — алевриты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — галечники; 6 — кварцевая галька; 7 — брекчии; 8 — мергели; 9 — известковые мергели; 10 — глинистые мергели; 11 — известняки; 12 — туфогенные известняки; 13 — доломиты; 14 — аргиллиты; 15 — туфы; 16 — риолиты; 17 — андезиты; 18 — андезитовые агломераты; 19 — сланцы. План ситуации см. на рис. 53.

Ö R E G L A K

Ög-1

Ög-2



56. ábra. A Balaton-vonal menti letörési öv fúrási rétegsorai. Készült a MÁFI Adattárában levő dokumentáció alapján, szerző és évszám a rétegsorok alatt feltüntetve
Jelmagyarázat az 55., helyszínrajz az 53. ábrán

Fig. 56. Borehole columns of the steep slope along the Balaton line (constructed from descriptions in the Documentation Department of the Hungarian Geological Survey, authors and years indicated at the bottom of columns)

For legend see Fig. 55; for location see Fig. 53

Mind az MK-2, mind az MK-5 szelvényen felismerhető a *nagyszokolyi terület* (az Nsz-1 fúrás körzete) vulkánjainak lejtője és lábazata, s ezzel a szelvényekben körvonalazhatók maguk a *vulkánok*. A vulkáni összlet maximális vastagságát a vulkáni kúpok tetővidéke alatt tételezhetjük fel, amely a két lábazat közti távolság közepe tájára esik. A *lábazatnál* a vulkáni kúpok anyaga valószínűleg a *vulkánossággal egyidejű* (vulkáni-)üledékes összletbe megy át, s fölé a vulkán lejtőjére transzgredáló *fiatalabb*, de még mindig feltehetőleg a szarmatánál idősebb miocén üledékek települnek. A reflexiós kép alapján úgy véljük, hogy ezen üledékek felhalmozódása alatt a vulkánok fokozatosan ÉNy felé billentek, s a lejtőkön felhalmozódó üledékek hamarosan beborították a vulkánokat.

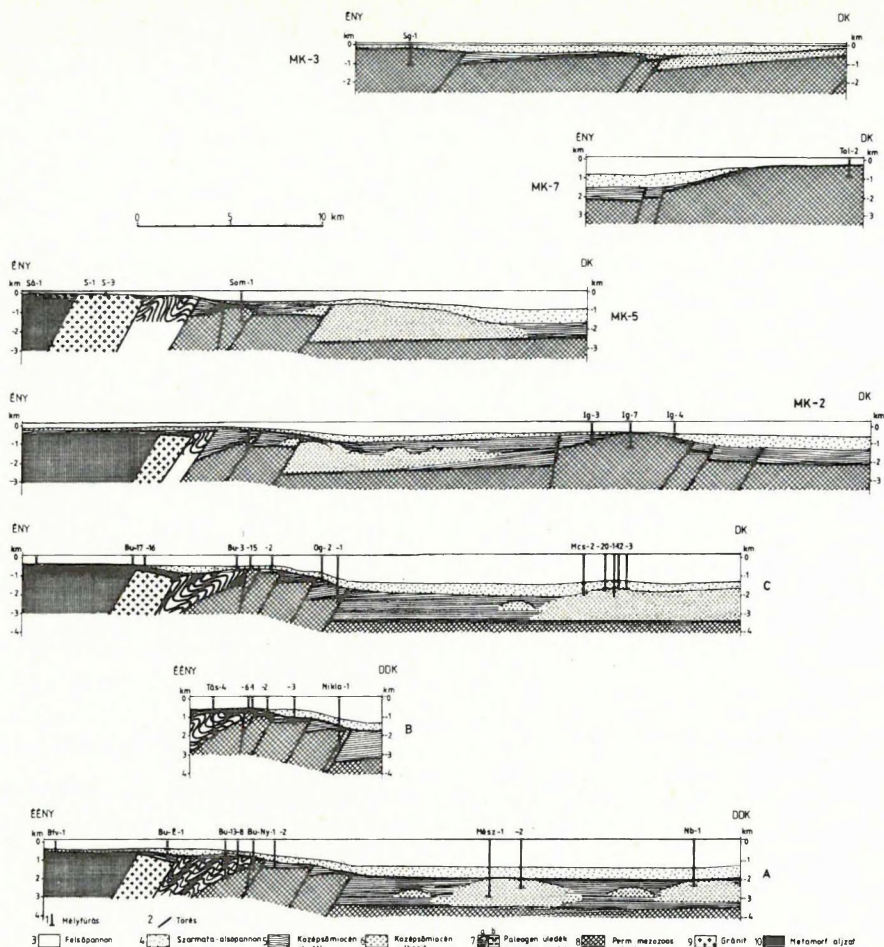
A *magnetotellurikus szondázási* görbéken a fiatal képződmények szintén tagolódnak, közelítő összhangban a szeizmikus és a fúrási adatokkal. A szeizmikus szelvényekhez viszonyítva jelentős többlet, hogy a szondázásokban többnyire meghatározható a *harmadidőszaki képződmények talpmélysége*.

Vizsgálati módszer

Vizsgálataink során földtani *harántszelvényeket* (57. ábra) szerkesztettünk a Közép-Dunántúlon át, a rendelkezésünkre álló valamennyi földtani és geofizikai adat felhasználásával vagy figyelembevételével. A földtani szelvények egy részét (A-C) fúrásorokon, más részét (MK-2, MK-5, MK-7, MK-3) pedig reflexiós szelvények nyomvonalán vezettük.

A szelvényeket a buzsaíki területen megállapított kompressziós szerkezet alakulásból kiindulva, *rátolódásokkal* szerkesztettük meg. A mélyebbre süllyedt területeken a fúrások nem jutottak ki a harmadidőszaki képződményekből, s az aljzat felszínét magnetotellurikus szondázási eredményekből határoztuk meg. A magnetotellurikus és szeizmikus adatokból állapítottuk meg a szarmata-pannóniai üledékösszlet feküjének helyzetét. Ezután reálisnak látszó átlagsűrűségeket vettünk fel a kijelölt három szintre (aljzat, szarmata előtti miocén, szarmata-pannon) és Stomfai R. programjával és közreműködésével *gravitációs hatószámítást* végeztünk. Az aljzatomborzat és a sűrűségértékek kismérvű igazításával minden esetben sikerült reprodukálnunk a térképről [SZABÓ-SÁRHIDAI, 1985a] a szelvények mentén kiolvasott Bouguer-anomália menetét, vagyis földtani szelvényeinket összhangba hoztuk a gravitációs adatokkal.

Рис. 56. Колонки буровых скважин крутого склона вдоль линии Балатон. Составлено по документации в фондах Геологического института, автор и год обозначены под соответствующей колонкой. Условные обозначения см. на рис. 55, план ситуации — на рис. 53.



57. ábra. A Közép-Dunántúl földtani harántszelvényei, földtani és geofizikai anyagok alapján szerkesztve; minta az 58. ábrán

Fig. 57. Geological cross sections of Middle Transdanubia constructed from geological and geophysical data; for pattern see Fig. 58

1 — borehole; 2 — fault; 3 — Upper Pannonian sediments; 4 — Sarmatian and Lower Pannonian sediments; 5 — Middle Miocene sediments; 6 — Middle Miocene volcanics; 7.a — heavily disturbed Palaeogene and Karpathian sediments; 7.b — obliquely dipping Palaeogene sediments; 8 — Permian-Mesozoic basement; 9 — granite; 10 — metamorphic basement

Рис. 57. Геологические разрезы вкост Средней Задунайщины по геологическим и геофизическим данным; образец см. на рис. 58:

1 — скважина и ее номер; 2 — разлом; 3 — верхнепаннонские отложения; 4 — сарматские и нижнепаннонские отложения; 5 — среднмиоценовые отложения; 6 — среднмиоценовые вулканы; 7/a — палеогеновые и карпатские отложения в сильно нарушенном залегании; 7/b — палеогеновые отложения в наклонном залегании; 8 — пермско-мезозойский фундамент; 9 — граниты; 10 — метаморфический фундамент.

A perm–mezozoos aljzatképződményeket fúrási adatok hiányában nem tagoltuk. A szarmata előtti miocén képződmények között a reflexiós rajzolat alapján vulkánokat, valamint a vulkánokkal egykorú és azoknál fiatalabb üledékeket különítettünk el. A szelvénymenti geofizikai anyagokat és értelmezésüket a területen legjobb minőségű *MK-2 reflexiós szelvény* (58. ábra) példájával illusztráljuk, ahol a szeizmikus anyagban is felismerhető az aljzat lépcsős süllýedése és a rátolódásos szerkezet.

Az egységes alapelvekkel megszerkesztett *földtani szelvényt* (57. ábra) felhasználásával, a szelvényközökben egyéb fúrási és geofizikai anyagokra támaszkodva, *vastagságtérképet* szerkesztettünk a szarmata–pannóniai üledékekre (6. mell.) és a szarmatánál idősebb miocén képződményekre (7. mell.). A nagyobb méretarányból adódó eltérések mellett ezek a térképek abban különböznek a korábbiaktól, hogy a Balaton-vonal menti letörési öv tövénél húzódó medencesor tengelye É-abbra tolódik, vagyis közelebb kerül a rátolódási övhöz. Ez elsősorban abból következik, hogy a miocén vulkáni összlet vastagságát a gravitációs és magnetotellurikus adatok nyomán megnöveltük és a szeizmikus és földmágneses adatokból körvonalaazható vulkánok tetővidéke, azaz közepe alá szerkesztettük. A geofizikai adatokból és a vulkán-morfológiából ily módon kapott kép összhangban áll a letörési öv rátolódásos eredetével, mivel a maximális vastagságok a peremi törések alá kerültek.

A szerkezeti egységek ismertetése

A bevezetésben körvonalaazott *három egység* (53. ábra) közül részletesebben csak a kiemelt É-i peremvidéket és a központi süllýedéket tárgyaljuk. A déli kiemelt peremvidékhez a Kapos-vonalon túli területet soroljuk, ahonnan *mecseki kifejlődéseket* írnak le: Ny-on, Kutas és Kaposfő környékéről különféle metamorfitokat, K-en, Dombóvár, Kurd és Döbrököz vidékéről triász–jura karbonátközeteket, radiolaritot és bázitot. E területtel jelen munkánkban nem foglalkozunk.

Az északi kiemelt peremvidék

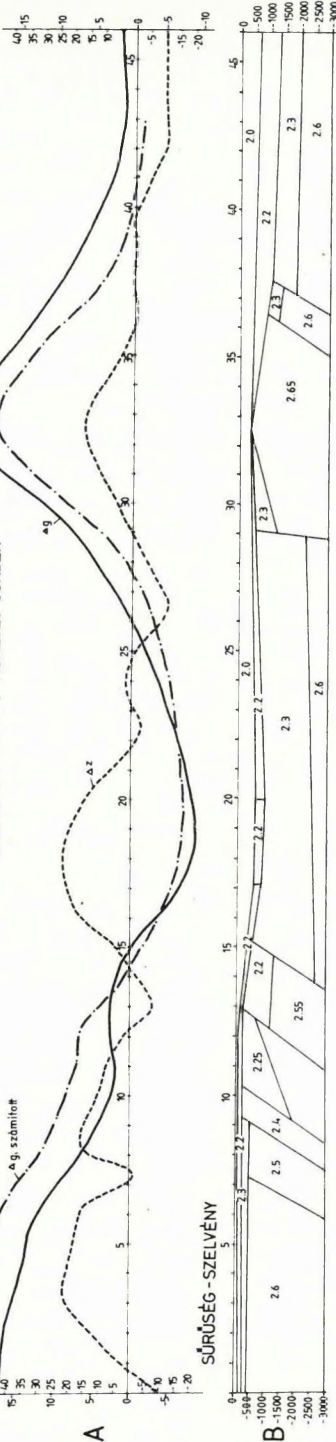
Az északi kiemelt peremvidék *határozott sávosságot* mutat. A Balaton D-i partjától számított első 7–10 km-en belül csak paleozoos képződményeket tártak fel a mélyfúrások, viszonylag csekély, kevésbé változó mélységben. Míg e sáv É-i felében metamorf palák voltak, a D-i részben csak gránitot találtak. A fúrások egyenlőtlen térbeli eloszlása miatt a gránit folytonossága nem biztos.

A gránitsávot D-ről határoló *Balaton-vonalon* túli terület ismeretessége már jóval alacsonyabb fokú. A szerkezeti elemzéshez alapul választott *buzsáki szelvényekben* (57. ábra, A–C) a Balaton-vonal mentén egy letörési öv van,

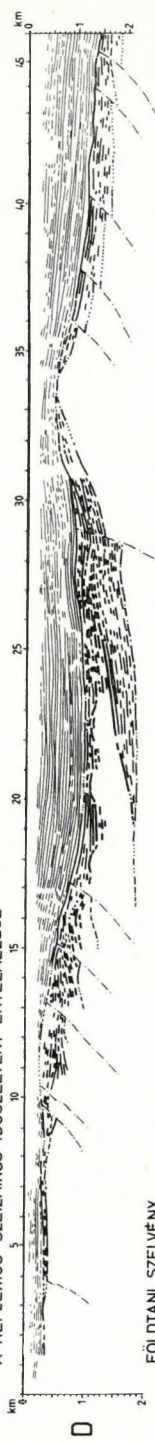
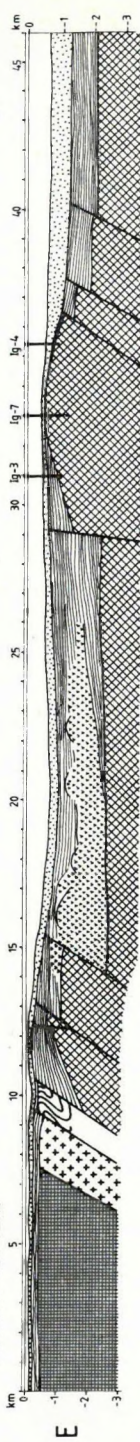
Figure 1 consists of two graphs, A and B, showing the distribution of soil moisture and density. Graph A shows soil moisture (Δg , számított) and soil density (Δz) profiles. Graph B shows soil density (SÚRÚSÉG - SZELVÉNY) profiles. Both graphs have a vertical axis for depth (0 to 3000 cm) and a horizontal axis for distance (0 to 40 cm).

Graph A: The vertical axis represents depth in cm (0 to 3000). The horizontal axis represents distance in cm (0 to 40). The soil moisture profile (Δg , számított) is shown as a solid line, and the soil density profile (Δz) is shown as a dashed line. The soil moisture profile shows a peak of approximately 35 cm at a depth of about 1000 cm. The soil density profile shows a peak of approximately 25 cm at a depth of about 1000 cm.

Graph B: The vertical axis represents depth in cm (0 to 3000). The horizontal axis represents distance in cm (0 to 40). The soil density profile (SÚRÚSÉG - SZELVÉNY) is shown as a solid line. The soil density profile shows a peak of approximately 2.6 at a depth of about 1000 cm.



A detailed geological cross-section of the Földtani Széchenyi area. The horizontal axis represents distance in kilometers (km), ranging from 0 to 45. The vertical axis represents elevation in meters (m), ranging from 0 to 2. The cross-section shows various geological units, including sedimentary layers, igneous intrusions, and metamorphic rocks. Key features include a large igneous intrusion (likely a dike or pluton) between 20 and 30 km, and a complex sequence of sedimentary and metamorphic rocks throughout the profile. The profile is labeled 'Földtani Széchenyi' at the top and bottom.

[illegible]

amelynek felépítésében három fő elem különíthető el: a magát a Balatonvonalat követő *árok*, az ennek előterében levő *sasbérc*, amelyet aszimmetrikus ékként [KÓKAY, 1968] értelmezünk, és a letörési öv *rátolódásokkal tagolt lejtője*.

A letörési öv eme három eleme a *gravitációs anomáliaképben* [SZABÓ-SÁRHIDAI, 1985a] minimumként, maximumként és lejtőként jelenik meg. A karádi („Ka” jelű) fúrásoktól néhány km-rel K-re lemerített MK-2 és a Sömi-sasbércezen átvezetett MK-5 reflexiós szelvény (57. ábra) alapján feltételezhetjük, hogy a gravitációs anomáliakép három fő eleme a Balatonnak csaknem teljes hosszában ugyanazt a *buzsáki típusú földtani szerkezetet* jelzi. A letörési öv mind a miocén, mind a szarmata-pannon üledékvastagságokban is világosan jelenik meg (6. és 7. mell.).

A *kainozoikumnál idősebb képződmények* tektonikai minősítésében mindössze két fúrás — a Karád Ka-1 és a Tab-1 — (53. ábra) rétegsorára támaszkodhatunk. A *Karád Ka-1 fúrásból* leírt felsőkarbon tengeri faunás mészkő [MAJZON, 1956; RAUZER-CSENOUSZOVA in BALOGH, 1964, p. 341] valószínűleg harmadidőszaki konglomerátum kavicsából került elő [VADÁSZ, 1960], s így akár 20–30 km-nyi távolságból, vagyis jóval D-ebbre eső területről is származhat, s nem feltétlenül a tárgyalt letörési öv aljzatát jellemzi. A *Tab-1 fúrás* (l. az

58. ábra. Az MK-2 reflexiós szeizmikus szelvény földtani és geofizikai anyagai és értelmezésük

A) térképről [SZABÓ-SÁRHIDAI 1985a és az 5. mell.] kioltott gravitációs és földmágneses görbe és a B szelvényre számított gravitációs görbe; B) összletsűrűség eloszlási szelvény; C) geoelektromos ellenállátszelvény a magnetotellurikus szondázásokból; D) a reflexiós szeizmikus időszelvény értelmezése; E) földtani szelvény (a szeizmikus szelvény földtani értelmezése). Megjegyzés: A számított gravitációs görbe eltérését a mértől arra vezetjük vissza, hogy a szelvény mentén egy nagymélységű ható DK felé fokozatosan emeli a háttér-szintet

Fig. 58. Geological and geophysical data on seismic reflection profile MK-2 and their interpretation

A) gravity and geomagnetic anomalies from maps [SZABÓ-SÁRHIDAI 1985a and Encl. 5] and gravity anomalies calculated for section B; B) distribution of formation densities along the section; C) geoelectric resistivity section on the basis of MTS data; D) interpretation of the seismic reflection time section; E) geological section (geological interpretation of the seismic time section). Note: The difference between the calculated (dot-dash line) and measured (continuous line) gravity anomalies can be explained by assuming gradual increase of the intensity of the regional field because of a deep-seated body

Рис. 58. Геологические и геофизические данные по сейсмическому профилю МОВ МК-2 и их интерпретация:

A) гравитационная и магнитная кривые, снятые с карт [SZABÓ-SÁRHIDAI 1985a и прил. 5], и гравитационная кривая для модели на B; B) плотностной разрез; C) геоэлектрический разрез по данным МТЗ; D) схематическая интерпретация сейсмического временного разреза МОВ; E) геологический разрез (геологическая интерпретация сейсмического разреза). Примечание: Расхождение расчетной гравитационной кривой (штрихпунктир) с измеренной (сплошная линия) объясняется, по-видимому, тем, что фоновый уровень постепенно повышается к юго-востоку вследствие глубинного влияния.

56. ábrán) dolomitját a dinnyési („Di” jelű) fúrások felsőpermjével [BARABÁS-NÉ STUHL Á., 1975] korrelálták [JÁMBOR-SZABÓ, 1973], amely a Seregélyes Sg-1 fúrás középsőtriászának [CSÁSZÁR et al., 1983] és a velencei körzet szerkezetének [DUDKO, 1988] alapján a budai-hegységi képződmények aljzatába sorolható. A *vulkanitok*, amelyeket ugyancsak dinnyési („Di” jelű fúrások) analógiára az eocénba soroltak, a szomszédos nagyszokolai terület (az Nsz-1 fúrás körzete) adataira támaszkodva inkább *miocén* korúnak tekintendők. A többi fúrásból előkerült, kainozoosnál idősebb ősmaradványokat ősföldrajzi diagnosztikára nem használták.

A Balaton-vonal menti letörési övet tehát *kompressziós eredetűnek*, aljzatát pedig a *Budai-Seregélyesi-egység DNy-i folytatásának* véljük, s a továbbiakban ezt az övet — TOMOR [1957] felfogásával összhangban — önálló egységként különítjük el a tőle D-ebbre levőtől, *Buzsáki-övnék*, a tőle D-re esőt pedig *Igali-övnék* nevezve. A kettő határa a letörési öv és a már a központi süllyedékbe tartozó Igali-kiemelkedés közötti 15 km-es sávban bárhol húzódhat.

A központi süllyedék

A központi süllyedéknek csak az *É-i határa* egyértelmű: egybeesik a Balaton-vonal menti letörési övvel. A *D-i határ* bizonytalan. A földmágneses térképről [HAÁZ-KOMÁROMY, 1966] megállapíthatjuk, hogy a *Kapos-vonaltól* [NÉMEDI VARGA, 1977, 1986] É-ra az anomáliák hosszanti, attól D-re viszont haránt irányúak. A hosszanti mágneses anomáliák a központi süllyedék fúrásai alapján miocén vulkanitok elrendeződését tükrözik, míg a haránt irányúak — a Kaposfő és a Kurd környéki fúrások tanúsága szerint — prekainozoos képződményekkel kapcsolatosak. A Kapos-vonal tehát levágja az idős szerkezeti elemeket és mintegy irányítja a miocén korúakat, így a fiatal szerkezetben elsőrendű fontosságúnak látszik.

A központi süllyedék *É-i részén* (6. és 7. mell.) egy 10–15 km széles medencesor húzódik; 1 km körüli vagy azt meghaladó vastagságú pannóniai üledék-összlet alatt a mélyfúrások és a földmágneses térkép (5. mell.) tanúsága szerint középsőmiocén rétegvulkáni összlet következik 1 km-t elérő vagy meghaladó vastagságban. Feküjét fúrás nem tárta fel, így e sáv aljzata ismeretlen maradt. Valahol itt húzódhat a Buzsáki- és az Igali-öv határa.

A *D-i* részen az aljzatdomborzat és a vastagságeloszlás tagolttá válik: hosszanti irányban is medencék és kiemelkedések váltakoznak. Mélyfúrások csak a kiemelkedéseken értek el kainozoosnál idősebb képződményeket (53. ábra). Az *Igal Ig-7 fúrás* által feltárt nóri szürke dolomit [HAAS-JÁMBOR, 1983] ősföldrajzi-szerkezeti kapcsolatai bizonytalanok, így ez a képződmény csak térbeli helyzete alapján, a Zalai-medence egyes fúrásai nyomán minősíthető összekötő kapocsnak a Déli-Alpok-Dinaridák és a Bükk között [HORUSITZKY, 1961; WEIN, 1972]. A *Tolnanémedi Tol-2 fúrással* harántolt liász rétegsor

viszont mecseki kifejlődésű [HAAS-JÁMBOR, 1983], akárcsak az innen K-re mélyített *Vajta Vaj-3* fúrásból leírt alsótriász [KÓKAI-NAGY, 1985] képződmények.

A délalpi-bükki és a mecseki kifejlődések határát a *Zágráb-Kulcs-vonal*ban látják [WEIN, 1972], amelyet a Tolnanémedi kiemelkedést ÉNy-ról levágó, nyilvánvalóan fiatal letörés mentén vezetnek [BREZSNYÁNSZKY-HAAS, 1985], a központi süllyedék tengelyére jelentős szög alatt. A központi süllyedék tehát *heterogén* uljzaton alakult ki a miocénben, s a medenceszerkezet egészében véve diszkordáns az aljzatszerkezethez viszonyítva.

A Kapos-vonal Kaposvártól K-re a mecseki kifejlődési övön belül fut. Ezzel kapcsolatban két *zavaró körülményre* hívjuk fel a figyelmet: egyrészt arra, hogy Kaposvártól Ny-ra a Kapos-vonal kb. egybeesik a Zágráb-Kulcs-vonallal, másrészt arra, hogy ÉK-en a központi süllyedék beszűkül és sekélylő válik. Mindkét körülmény megnehezíti annak felismerését, hogy mecseki kifejlődések jelenléte Tolnanémeditől kezdve és tovább ÉK felé nem jelenti azt, hogy ez az egész terület ősidők óta merev összeköttetésben áll a Mecsekkel, és így azt sem, hogy a „*Mecseki-egység*” határa ott van É-on, ahol ezek a kifejlődések eltűnnek. A „*mecseki kifejlődés*” minősítés önmagában még nem elég a hovatarozás megállapításához a fiatal szerkezetben: a Kapos-vonaltól É-ra eső miocénkori süllyedéken belüli „mecseki kifejlődések” egy önálló tektonikai egységbe sorolhatók, amely nem része a Mecseki-egységnek [in BREZSNYÁNSZKY – HAAS, 1985] és amely valószínűleg a *Zempléni-egység* DNy-i elvégződése. Mecseki kifejlődések jelenléte a Zempléni-egységben csak arra mutat, hogy ez az egység a jurában és azt megelőzően a Mecseki-egység szomszédságában volt, a későbbi fejlődésmentre azonban nem ad információt.

Szerkezeti elemzés

Elsőként azt vázoljuk fel, milyennek vélhető a Közép-Dunántúl miocénkori szerkezetalakulása a vázolt adatok alapján. Ezután a kapott képet megkísér-
reljük korrelálni a szomszédos Balatonfő–Velencei-hegység terület miocén szerkezetével, végül ezen utóbbi terület adatainak alapján képet próbálunk alkotni a Közép-Dunántúl idősebb miocén, valamint oligocén szerkezetalakulásáról (l. a 8. mellékletet).

A Közép-Dunántúl miocénkori szerkezetalakulása

A Balaton-vonal mentén húzódó mintegy 6–10 km széles letörési övben fiatal, középső–felsőmiocén kompresszió határozott jelei észlelhetők. A *kompresszió befejeződése* a Balaton-vonal menti árokban a kárpáti/bádeni (l. az 54. ábrát), míg a letörési öv lejtőjén a bádeni/szarmata (l. az 56. ábrát) határ környékére tehető, bár még az alsópannont is érintette fiatal mozgás, amely

valószínűleg ugyanúgy kompressziós eredetű volt. A pontosabb kor rétegtani elemzéssel lenne meghatározható, amelyre nem vállalkozhatunk. Nemigen követhetünk el azonban nagyobb hibát, ha a kompressziós szerkezetalakulás mindkét fő szakaszát egészében véve a bádeni emeletbe tesszük.

A központi süllyedék É-i sávjában a *vulkánok lebillenése* ÉNy felé minden bizonnyal a rátolódás következménye. A reflexiós időszelvények szerint a lebillenés során felhalmozódó üledékek fokozatosan fejlődnek ki a vulkánossággal egyidejű, de a vulkán lábazatán túli üledékekből, ami arra mutat, hogy a lebillenés-rátolódás közvetlenül a vulkánosság lezárulása után kezdődött. Ugyanerre mutat a vulkánok csekély eróziója és gyors betemetődése is. Valószínűnek tartjuk, hogy a nagyszokolyi vulkánosság még a Balaton-vonal menti árok összenyomódása előtt véget ért s hogy a kompresszió csak ezután kezdődött el. A többi közép-dunántúli miocén vulkán korát illetően ez a következtetésünk nem feltétlenül érvényes.

A reflexiós szelvényekből ítélve a vulkánossággal egyidejű, lábazaton túli üledékek igen kis vastagságúak, ezért feltételezzük, hogy a vulkánok magas szigetként emelkedtek ki sekélytengeri környezetükből. Más szóval, úgy véljük, hogy a vulkánok besüllyedése a vulkánosság befejeződése után kezdődött és a meginduló kompresszióval állt kapcsolatban. A vulkánosság alatt és előtt tehát véleményünk szerint a *Balaton-vonal előterében még nem volt medence*, s így a Karád Ka-1 fúrás mélyebb miocén szintjéből előkerült felsőkarbon mészkő Igali-övből való származtatása ösföldrajzilag lehetségesnek látszik.

A Bouguer-anomália térképen [SZABÓ – SÁRHIDAI, 1985a] a központi süllyedéken belül levő Igali- és Tolnanémedi-kiemelkedés egyaránt háromszögletűnek látszik. E háromszögek elrendeződése összhangban van a Balaton-vonal menti letörési öv belső szerkezetével: az Igali-kiemelkedés az övnek a Buzsáki- és a Somi-sasbérc közötti, a Tolnanémedi-kiemelkedés pedig az övnek a Somi-sasbércezen túli, ÉNy felé benyomódó szakaszának előterében van. Ez az összhang közös eredetre mutathat, s ennek alapján az É-i letörési öv kompressziós szerkezetalakulását kivetíthetőnek tartjuk a központi süllyedékre is. Valószínűnek véljük, hogy a háromszög alak a lehatároló törések helyzetét tükrözi, s ezeket a háromszög-szerkezeteket úgy értelmezzük, hogy D-i oldaluk rátolódásos, ÉNy-i oldaluk meredek vetős, K-i oldaluk pedig balos eltolódásos eredetű (8. mell.). Más szóval, az Igali- és a Tolnanémedi-kiemelkedést egyaránt olyan jellegű *aszimmetrikus ékszerkezet*nek véljük, amilyent KÓKAY [1968, 1976, 1985] ismertetett az ugyancsak miocén korú Várpalotai-medencéből. Ezek az ékek DDNy-ról ÉÉK-re irányuló relatív mozgást tükrözhetnek, ami összhangban áll a regionális modellel [BALLA, 1984]. Nincs adatunk az Igali- és a Tolnanémedi-kiemelkedés pontosabb korára vonatkozóan, s így időbeli egyeztetésük az É-i kompressziós övvel nem lehetséges. Ugyanígy nincs adatunk az egész Közép-Dunántúl bádeni előtti harmadidőszaki szerkezetalakulását illetően sem.

A Balaton ÉK-i végének előterében a Balaton-vonallal kapcsolatba hozható *pásztíáság* a gravitációs térképeken (SZABÓ – SÁRHIDAI, 1985a és 4. mell.) mintegy 20–30°-ot fordul ÉÉK felé, s ezzel együtt megváltozik az egyes hosszanti elemek földtani értelme is: 1. a *minimum* ÉNy-i határa a gránitsáv DK-i oldaláról átkerül a gránitsáv ÉNy-i oldalára (8. mell.), a minimum területén ismeretlen kezdeti időpontú, de a bádeniben biztosan folytatódó üledékképződés és a bádeni/szarmata határ környékére rögzíthető összenyomódás [DUDKO et al., 1986] volt, 2. a *maximum* K felé erősen kiszélesedik, s rajta paleogén vulkanitok jelennek meg, végül 3. a *lejtő* is kiszélesedik és tagolttá válik már a gravitációs képen is.

Az elfordult és megváltozott minimum területén legalább a bádeni, de lehet, hogy a megelőző kárpáti, sőt ottnangi is *tágulások fejlődésmenet*et mutat (Polgárdi-medence: DUDKO et al., 1986). Hasonló a helyzet a Balatonfőttől É-ra is, a Berhidai- és a Várpalotai-medencében [BALLA–DUDKO, 1988] Ennek az alsó-középsőmiocén tágulások szerkezetalakulásnak Ny-on a Balaton térségében sehol sincs nyoma, s nem ismeretes K-en, a Csákberényi-medencén túlról sem. Fellépése tehát *helyi okokra* vezethető vissza, véleményünk szerint legcélszerűbben magára a szerkezeti elhajlásra, hiszen az egész jelenségkör a *balatonfői hajlat* körzetére korlátozódik.

A Balaton-vonal menti letörési öv *összenyomódások szerkezetei* minden bizonnyal nem fordulnak be a Velencei-hegység felé, hanem az elhajló gravitációs minimumtól és maximumtól elszakadva, valószínűleg a gravitációs lejtőt követik a *Seregélyesi-kiemelkedés D-i oldalára*. Fúrás adatok hiányában ez a feltevés nem igazolható, de nem is cáfolható.

Mindezen szerkezeti elemeket K-en az É–D-i irányú Budajenő–Adonyi-medence peremtörése zárja le. Ez a medence a szarmata–pannon során alakult ki [JASKÓ, 1943], vagyis az eddigieknél fiatalabb; a „lezáródás” tehát utólagos jelenség, s a folytatások távolabb, K-re várhatók.

A bádeni korú kompressziós öv a gravitációs térképek alapján a *Bugyi–Sári kiemelkedés*nél követhető, amelyet már a *Bükki-egység* folytatásának tekintenek [BÉRCZINÉ MAKK A., 1978 nyomán FÜLÖP–DANK, 1986]. Úgy látszik tehát, hogy ez a fiatal kompressziós öv ferdén szeli át az aljzat övességét, vagyis ugyanúgy viselkedik, mint a Kapos-vonal (l. feljebb).

Bádeninél idősebb harmadidőszaki szerkezetalakulás

Bádeninél idősebb harmadidőszaki szerkezetalakulás nyomai a Balatonfő–Velencei-hegység területén felsőeocén utáni *jobbbs eltolódások* rendszerében (8. mell.) ismerhetők fel. Ezek az eltolódások egészében véve követik a gránitsáv *S-alakú hajlatát*, ennek alapján feltételezhetjük, hogy a hajlat az eltolódások után jött létre (az eltolódások meghajlottak). A Várpalotai-medence ott-

nangi-bádeni rétegsora [KÓKAY, 1985] véleményünk szerint extenziós medenceképződést tükröz, amely a Vértes–Iszkahegy tömb elfordulásával kapcsolatos [BALLA – DUDKO, 1988]. Ez az elfordulás a balatonfői hajlat kialakulását is az alsó–középsőmiocénre rögzíti, a jobbos eltolódások tehát az oligocénre tehetők.

A Vértes elfordulása és a gránitsáv S-szerű meghajlása az *alsó–középsőmiocén*ben a Bakonyi–Budai- és a Mecseki–Apuseni-egység ütközésére [BALLA, 1984] vezethető vissza. Ebből kiindulva a Közép-Dunántúlnak legalább a K-i részén a bádeni előtt is kompressziós szerkezetalakulás várható, amelynek nyomai elsősorban a mélyebb medencerészekben tétélezhetők fel. A teljes adathiány azonban sem igazolást, sem cáfolást nem tesz lehetővé.

Az *oligocén* korú jobbos eltolódások a Bakonyi-egység Alpi-területről való kinyomódásával [KÁZMÉR, 1984] kapcsolhatók össze. Ugyanezzel a *jobbos nyírással* magyarázható a Közép-Dunántúl aljzatának pásztás felépítése is [BALLA, 1988]: a gránitsáv, a Buzsáki-öv, az Igali-öv és a Tolnanémedi-ék mind egy-egy csapásban ÉK felé kiszélesedő és közel izometrikussá váló egység *Ny-i farkát* képezi (a gránitsáv a Velencei-hegységét, a Buzsáki-öv a Budai–Seregélyesi-, az Igali-öv a Gömöri–Bükki-, a Tolnanémedi-ék pedig a Zempléni-egységét). Ezt a képet megerősíti és egyúttal az oligocén kort alátámasztja egyrészt az, hogy a felsőeocén vulkáni és üledékes képződmények elterjedési területe, amely a Velencei-hegység körzetében 25 km széles, Ny felé fokozatosan beszűkül és a Balaton mentén már csak 8 km-t fog át; másrészt az, hogy az oligocén üledékek, amelyek a Dunától K-re mintegy 45 km széles területet fednek le (a Honti-kiemelkedéstől a Bugyi–Sári-kiemelkedésig), Karád–Buzsák térségében már csak egy néhány km-es sávban fordulnak elő (8. mell.).

Kézenfekvőnek látszik mindezeket az alaphegységi és paleogén farkakat a Bakonyi–Budai–Bükki–Zempléni-egység DK-i peremének jobbos nyírására visszavezetni. Az *elnyírt és kevésbé deformált területek határa* a Balaton közép-vonalában, majd a Kelet-Velencei-periklinális [DUDKO, 1988] tengelyében tétélezhető fel, vagyis ez a határ éppúgy ferdén szeli át az aljzat övességét, mint a Buzsák–Bugyi bádeni kompressziós öv vagy pedig a miocénkori központi süllyedéket D-ről lezáró Kapos-vonal.

Az oligocén és a miocén deformációk tehát lényegileg *azonos szerkezeti alaprajzot* követnek, s egyezésük csak a balatonfői hajlat körzetében bomlik meg. Éppen itt jól látható, hogy az a több km mélységbe helyezhető, *meredek, lemezszerű jólvezető test*, amely a magnetotellurikus szondázásokból körvonalazható [ÁDÁM O. et al., 1983; NEMESI et al., 1982] a gránitsávval együtt hajlik el a bádeni kompresszió övétől, vagyis az idősebb, oligocén szerkezetet követi. Ebből kifolyólag eltolódásos–nyírásos eredetűnek véljük, összhangban a Periadriai-vonal mentén kapott [ÁDÁM A. et al., 1984] hasonló adatokkal. Az anomália kiékelődése a Velencei-hegység körzetében arra vezethető vissza,

hogy a gránitsávot létrehozó jobbos eltolódás a *Kelet-Velencei-periklinálisban* elhal, s a megfelelő mozgás D-ebbre eső szerkezeti elemekben realizálódik. Talán ennek nyomai ismerhetők fel az Igali-kiemelkedéstől D-re kimutatott [NEMESI et al., 1978] ugyancsak nagy mélységű és meredek dőlésű jólvezető övben [NEMESI et al., 1979], amelynek térképi követése azonban nem történt meg.

Összefoglalás

A Közép-Dunántúl aljzatpásztássága valószínűleg csak az oligocénban jött létre, a Bakonyi-egység kb. 500 km-es elmozdulását kísérő peremi nyírás során. Az elnyírt és kevésbé deformált területek határa a Balaton és a Velencei-tó középvonalában húzódik, az alaphegységi öveket rendre elmetszve.

Az aljzatdomborzatban jól felismerhető központi süllyedék minden bizonynyal csak a miocénban jött létre. Az alsó-középsőmiocén ütközés során az oligocén korú nyírási pászták a Balaton és a Duna közötti szakaszon S-alakban meghajlottak. Az ütközéssel kapcsolatos kompressziós jelenségek kimutatása a mélyebb medencéreszek további kutatásától várható. A bádeni emeletben az alaphegységi pásztákat hegyszög alatt átszelő kompressziós öv jött létre, amely Buzsáktól Bugyi felé követhető. A Közép-Dunántúl központi süllyedékének legalább az É-i medencesora ezzel a kompresszióval együtt alakult ki, a nagyszokolyi vulkánosság befejeződését követően. A süllyedék D-i részének pontosabb történetéről nincs adatunk, bár ez is a miocénban keletkezett, valószínűleg az itteni vulkánosság befejeződése után. Az Igali- és a Tolnanémedi-kiemelkedés feltehetőleg ugyanazon kompressziós szerkezetalakulás következménye, mivel helyzetük és alakjuk összefügg az É-i rátolódásos öv felépítésével és térképi rajzolatával.

A fiatalabb miocén szerkezetalakulás csak közelítőleg követte az aljzat pásztásságát, részleteiben attól eltérő irányú volt. Ebből következően az első-sorban a miocén aljzatdomborzatot tükröző gravitációs térképek közvetlen felhasználása az aljzatpászták határainak kijelölésére és követésére csak közelítő eredményre vezethet.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönettel tartoznak Nemesi L., Ráner G., Stomfai R. és Szabó Z. kollégáiknak, akik vizsgálataikhoz hathatós és önzetlen segítséget nyújtottak.

- ÁDÁM A., DUMA G., GUTDEUTSCH R., VERŐ J., WALLNER Á. 1984: A Periadriatikus vonal kutatása az Alpokban MT szondázással. *Magy. Geofiz.*, **25**, 4, pp. 136–150.
- ÁDÁM O. 1979: A Dunántúli-középhegység és előtereinek mélyszerkezete a geofizikai vizsgálatok tükrében. *MÁFI Évi Jel. 1977-ről*, pp. 269–287.
- ÁDÁM O., VARGA G., NEMESI L. 1983: A magnetotellurikus mérések eredményei. *ELGI 1982. Évi Jel.*, pp. 66–68.
- BALLA Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. *Geophys. Trans.*, **30**, 4, pp. 313–353.
- BALLA Z. 1988: A Kárpát–Pannon régió nagyszerkezeti képe a felsőeocénben és e kép hatása a mezozoos Tethys-rekonstrukciókra. *Földt. Közl.*, 118 (in press).
- BALLA Z., DUDKO A. 1988: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. *Geophys. Trans.*, **33** (in prep.).
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. *MÁFI Évk.*, **48**, 2, pp. 245–719.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1975: Adatok a dunántúli újpaleozoos képződmények biosztratigráfijához. *Földt. Közl.*, **105**, 3, pp. 320–330.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1978: Tengeri felsőperm üledékek Budapesttől DK-re a Sári–2. sz. szénhidrogén-kutató fúrásban. *Földt. Közl.*, **108**, 3, pp. 313–327.
- BREZSNYÁNSZKY K., HAAS J. 1985: The new tectonic map of Hungary. *Proc. Repts. XIII-th Congr. CBGA, Poland — Cracow, Sept. 5–10, 1985. Geol. Inst., Cracow. Part I*, pp. 174–177.
- CSALAGOVITS I., CSÁSZÁR G., JUHÁSZ Á., RADÓCZ GY., SZEPESHÁZY K. 1967: Magyarország paleozoos és mezozoos képződményeinek fedetlen földtani térképe, 1:500 000. *MÁFI, Budapest*.
- CSÁSZÁR G., BODROGI I., JÁMBOR Á. 1983: A Seregélyes Sg-1. sz. alapfúrás befejező jelentése. *Kézirat, MÁFI Adattár, Budapest*.
- DUDKO A. 1988: A Kelet-Velencei periklinális. *Földt. Közl.*, 118 (in press).
- DUDKO A., HORVÁTH I., KIRÁLY E., MAJKUTH T., STOMFAI R. 1986: Új adatok a Balatonfő–Velencei-hegység délnyugati előterének szerkezetéről. *Előadás a Magyarhoni Földt. Társ., Budapesti Ter. Szerv. 1986. nov. 26-i ülésén*.
- FÜLÖP J., DANK V. (főszerk.) 1986: Magyarország harmadidőszaki képződmények nélküli földtani térképe, 1:500 000. *MÁFI, Budapest* (in press).
- HAAS J., JÁMBOR Á. 1983: Az országos alapszervény program végrehajtásának helyzete és eredményei. *MÁFI Évi Jel. 1981-ről*, pp. 27–34.
- HAÁZ I., KOMÁROMY I. 1966: Magyarország földmágneses térképe. A függőleges térerősség anomáliái, 1:500 000. *Geofiz. Közlem.*, **16**, 4, Melléklet.
- HORUSITZKY F. 1961: Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. *MÁFI Évk.*, **49**, 2, pp. 267–278.
- HORVÁTH F., ROYDEN L. 1981: Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: A review. *Earth Evol. Sci.*, 1981, **1**, 3–4, pp. 307–316.
- HORVÁTH F., RUMPLER J. 1984: The Pannonian basement: Extension and subsidence of an Alpine orogene. *Acta Geol. Hung.*, **27**, 3–4, pp. 229–235.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. *MÁFI Évk.*, **62**, 259 p.
- JÁMBOR Á., SZABÓ I. 1973: A Tab-1 vízkutató fúrás földtani eredményei. *Kézirat, MÁFI Adattár, Budapest*.
- JASKÓ S. 1943: A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. *Besz. Földt. Int. Vitaül. Munk.*, **5**, 5, pp. 254–302.

- KÁZMÉR M. 1984: A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben. *Ált. Földt. Szle.*, **20**, pp. 55–102.
- KÁZMÉR M. 1986: Tectonic units of Hungary: Their boundaries and stratigraphy (A bibliographic guide). *Ann. Univ. Sci. Budapest., sect. Geol.*, **26**, pp. 45–120.
- KÁZMÉR M., KOVÁCS S. 1985: Permian Palaeogene palaeogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug unit. *Acta Geol. Hung.*, **28**, 1–2, pp. 71–84.
- KILÉNYI É., RUMPLER J. 1984: Pre-Tertiary basement relief map of Hungary. *Geophys. Trans.*, **30**, 4, pp. 425–428.
- KÓKAI A., NAGY E. 1985: A Vajta 3. sz. vízkutató fúrás által feltárt alsótriász rétegsor jelentősége. *MÁFI Évi Jel.* 1983-ról, pp. 135–141.
- KÓKAY J. 1968: Hegységképződési elméletek Bakony-hegységi adatok tükrében. *Földt. Közl.*, **98**, 3–4, pp. 381–393.
- KÓKAY J. 1976: Geomechanical investigation of the southern margin of the Bakony Mountains and the age of the Litér fault line. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **20**, 3–4, pp. 245–257.
- KÓKAY J. 1985: Tektonikai-geomechanikai vizsgálatok a Bántapusztai-medence területén (Várpalota). *MÁFI Évi Jel.* 1983-ról, pp. 43–49.
- KÖRÖSSY L. 1970: Entwicklungsgeschichte der neogenen Becken in Ungarn. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **14**, 1–4, pp. 421–429.
- KÖRÖSSY L. 1980: Neogén ősföldrajzi vizsgálatok a Kárpát-medencében. *Földt. Közl.*, **110**, 3–4, pp. 473–484.
- MAJZON L. 1956: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. *Földt. Közl.*, **86**, 1, pp. 44–58.
- NÉMEDI VARGA Z. 1977: A Kapos-vonal. *Földt. Közl.*, **107**, 3–4, pp. 313–327.
- NÉMEDI VARGA Z. 1986: A Tengelic 1. sz. szerkezet- és vízkutató, valamint a Tengelic 2. sz. alapfúrás összehasonlító földtani-szerkezeti vizsgálata. *MÁFI Évi Jel.* 1984-ról, pp. 103–113.
- NEMESI L. 1986: Mélységtérkép szerkesztése nem S intervallumban végzett tellurikus mérések felhasználásával. *Magy. Geofiz.*, **27**, 2, pp. 53–60.
- NEMESI L., CSÖRGEI J., VARGA G. 1980: Tellurikus és magnetotellurikus mérések a Balaton–Velencei-tó vonalától D-re. *ELGI 1979. Évi Jel.*, pp. 35–37.
- NEMESI L., DRASKOVITS P., VARGA G. 1978: Magnetotellurikus mérések az igali maximum és a Mecsek-hegység között. *ELGI 1977. Évi Jel.*, pp. 42–45.
- NEMESI L., HOBOT J., VARGA G. 1982: A tellurikus és magnetotellurikus mérések szerepe a Dunántúl földtani megismerésében. *Magy. Geofiz.*, **23**, 5–6, pp. 205–218.
- NEMESI L., POLCZ I., BODOKY T., JÁNVÁRI I. 1974: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. *ELGI 1973. Évi Jel.*, pp. 32–34.
- NEMESI L., RÁNER G., CSÖRGEI J., HEGEDÜS E., KÓNYA A., KUMMER I., VARGA G. 1979: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. *ELGI 1978. Évi Jel.*, pp. 31–35.
- RÁNER G., GYÖRGY L., KÓNYA A., PLESZKÁTS T. 1977: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. *ELGI 1976. Évi Jel.*, pp. 44–47.
- RÁNER G., HEGEDÜS E., KÓNYA A. 1975: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. *ELGI 1974. Évi Jel.*, pp. 33–34.
- RÁNER G., HEGEDÜS E., KÓNYA A. 1976: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. *ELGI 1975. Évi Jel.*, pp. 31–33.
- RÁNER G., KÓNYA A., NEMESI L., VARGA G. 1979: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata, I. Jelentés a Balaton és a Mecsek-hegység között végzett geofizikai mérések eredményeiről. Kézirat, ELGI Adattár, Budapest.

- SZABÓ Z., SÁRHIDAI A. 1985a: Magyarország Bouguer-anomália térképe, 1:100 000. Kézirat, ELGI, Budapest.
- SZABÓ Z., SÁRHIDAI A. 1985b: Magyarország gravitációs maradék-anomália térképe, 1:100 000. Kézirat, ELGI Földfiz. Oszt., Budapest.
- SZEPESHÁZY K. 1980: A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység (Munții Apuseni) nagyszerkezeti kapcsolatai. MÁFI Évi Jel. 1978-ról, pp. 173–186.
- SZTRÁKOS K. 1975: A Karád-buzsáki paleogén rétegek újrajvizsgálata. Földt. Közl., **105**, 4, pp. 488–494.
- TOMOR J. 1957: Kőolaj- és földgázutak a Dunántúlon. In: Szurovy G. (szerk.): A kőolajkutatás és -feltárás módszerei Magyarországon. Akad. kiadó, Budapest, pp. 157–201.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana, II. kiadás. Akad. kiadó, Budapest, 646 p.
- WEIN GY. 1972: Magyarország neogén előtti szerkezetföldtani fejlődésének összefoglalása. Földr. Közlem., **20**, 4, pp. 302–328.
- WEIN GY. 1978: A Kárpát-medence alpi tektogenezise. MÁFI Évi Jel. 1976-ról, pp. 245–256.

1.5.1 A balatoni üdülőkörzet mérnökgEOFIZIKAI vizsgálata*

A kibővített balatoni üdülőkörzet építésföldtani térképezése KFH-MÁFI program keretében több éve ismétlődő mérnökgEOFIZIKAI feladat. A felvételek 1985-től a Balaton É-i partján, a Balaton-felvidék és a Déli Bakony területén folytatódtak, négyparaméteres szondázási módszerrel (MGSz), amely a laza településű harmad- és negyedkori fedőösszlet részletes vizsgálatát teszi lehetővé. A hegyvidéki jellegű terület jelentős részén ezt a fedőképződményt a pleisztocén lösz képviseli, amely közvetlenül a Bakony-hegység fő tömegét alkotó, triász időszaki karbonátos képződményekre települ. Vastagsága nem jelentős, gyakran kiékelődik, ill. hiányzik. Az agyagos kifejlődésű lösz gyakran lejtőtörmelék is tartalmaz.

A Bakony peremén és belső medencéiben a korábbi mérnökgEOFIZIKAI vizsgálatok során még részletesen nem elemzett, nagyon változatos anyagú és egyedi fizikai paraméterekkel jellemezhető pannon időszaki parti, mocsári, tavi üledéksorok képződtek. Ilyen például a nagyvázsonyi tavi mészkő és mészszip, a taliándörögdi márga tagozat lagunaképződménye, vagy a partszegélyi üledéktípusok közül a kállai kavics formáció kőzetei. Ez utóbbi részletesebb vizsgálatára nyílt lehetőség a Tapolcai-medencében, egy K-Ny-i irányú, a Szent György-hegy É-i lábát metsző szelvény mentén (59. ábra).

Az MGSZ mérések eredményei alapján szerkesztett szelvényben elsősorban a csúcsnyomás paraméter segítségével, a meglepően egységes anyagú és szerkezetű kállai kavics formáció szemcseméret szerinti osztályozására és egy fokozatos szemcseméret finomodási tendencia kimutatására nyílt lehetőség. Az összlet száraz állapotú és vízszint alatti szakaszán mért térfogatsúly értékek között jelentős különbség figyelhető meg ($1,65\text{--}1,90\text{ g/cm}^3$). Mivel a változás szemcsés kőzetben a kapilláris zóna hiánya miatt ugrásszerűen történik, így homokfélésekben a térfogatsúly önállóan is alkalmas a talajvízszint mélységének meghatározására. Folyóvízi teraszok vízszint alatti szakaszán az MGSZ mérések során tapasztaltak szerint $2,1\text{ g/cm}^3$, vagy ennél nagyobb térfogatsúly a jellemző. Ezzel szemben itt a partszegélyi típusú kállai kavics formációban mindössze $1,9\text{ g/cm}^3$ -es értékek adódtak. Az összlet jelentős porozítására utaló

* Varga J.

adatok a szemcsék osztályozottságával, vagy (és) gyenge koptatottságával hozzátartozó kapcsolatba.

A szelvény K-i végén már a déli part területéről is ismert vékonyréteges, zömmel finomszemcsés-pelites kőzetanyagú tihanyi-, illetve somlói formáció pannon képződményei láthatók. A szelvény mélyebb részein jól követhető egy, a kvarter és a pliocén képződményeket elválasztó szintjelző kavicsréteg, amely a Tapolcai-medence több fúrásából ismert. A patak völgyekben a medence déli részén levő tözegterület kisebb kiöblösödései figyelhetők meg.

1.5.2 A Mura és a Kerka allúviumának geofizikai kutatása*

A Központi Földtani Hivatal megbízásából 1984-ben vízföldtani célú komplex geofizikai méréseket kezdtünk a Mura és a Kerka allúviumán. A több évre tervezett kutatás célja a térség felszín alatti vízbázisainak előkutatási szinten történő meghatározása vízszintes és függőleges értelemben. A feladat megoldására négyparaméteres mérnökgeofizikai szondázásokat, valamint felszíni vertikális elektromos szondázásokat és gerjesztett polarizációs méréseket végeztünk. A következőkben a Lenti-medencében és környékén végzett kutatásainkat ismertetjük. E munkák közvetlen célja Lenti város és a környékbeli települések hosszú távú ivóvízellátásának biztosítása, de a felderített vízbázisok kedvező esetben Zalaegerszeg vízellátását is segíthetik.

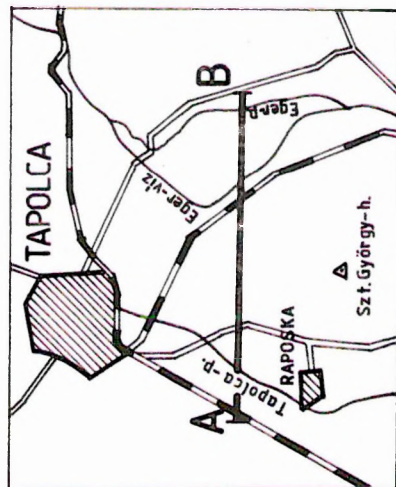
A kutatás legfontosabb eredményeinek az alábbiakat tartjuk:

- megállapítottuk a terület legfontosabb víztároló összeleteinek elterjedését, vastagságát és jellemző ellenállását;
- a Lenti-medence két részterületén új, víznyerésre perspektivikus, mélyebb összlet létezését mutattuk ki;
- ennek alapján kijelölhetők a vízfeltárással várhatóan legkedvezőbb körzetek.

A Lenti-medencében a felső 250–300 m-ben előforduló legfontosabb képződményeket vázlatosan a 60. ábra segítségével szemléltetjük. A *holocén fedőképződmények* vastagsága általában csak néhány méter, néhány helyen gyakorlatilag hiányoznak. Anyaguk többnyire agyagos, homoklisztes, iszapos, de vastagságuk alapján nem alkotnak megbízható felszíni védőréteget.

A *pleisztocén korú* felszínközeli, helyenként felszíni *törmelékes összlet* gyakorlatilag az egész területen előfordul. Az összletet főleg homok, durva homok és kavics alkotja. A Lenti-medence K-i részén nagyobb területen, néhány más helyen kis foltokban felbomlik egy vékony, felső, igen nagy ellenállású (300–1200 Ω m) és egy alsó, kisebb ellenállású (60–200 Ω m) részre. Az összlet vas-

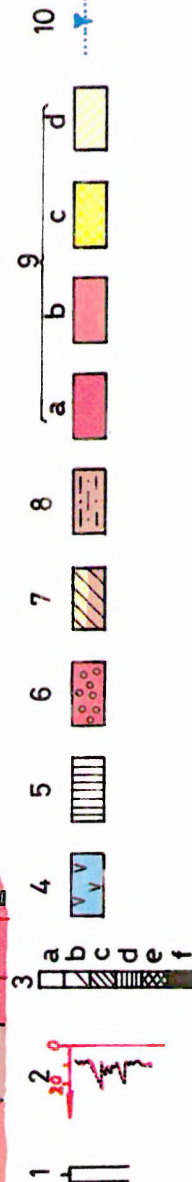
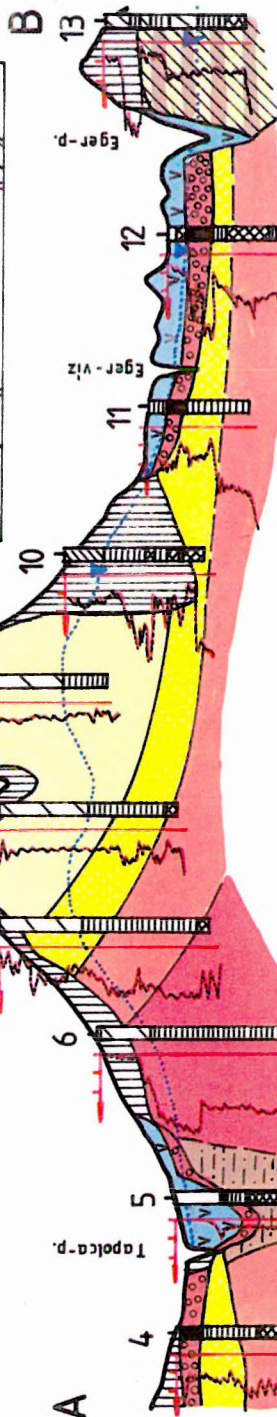
* Draskovits P., Dobrovolni K.



Szt. György-h.

0 500 1000m

130
120
110
(m)

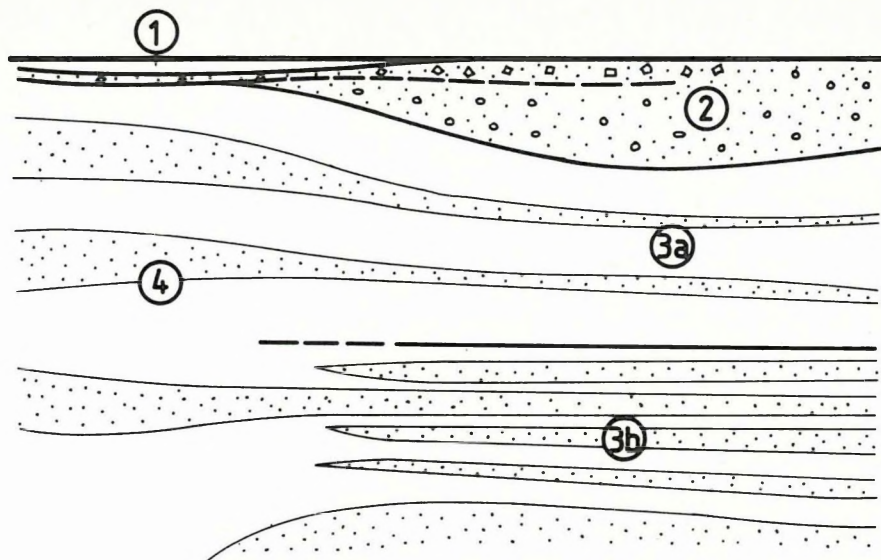


59. ábra. Mérnökgeofizikai szondázások eredményei a Tapolcai-medencében
 1 — mérnökgeofizikai szondázás; 2 — csúcsnyomás (MPa); 3 — térfogatsúly (g/cm^3):
 a) $< 1,4$, b) $1,4-1,7$, c) $1,7-1,85$, d) $1,85-2,0$, e) $2,0-2,15$, f) $> 2,15$. Kvarter: 4 — tőzeg;
 5 — változó anyagú összetettség; 6 — kavics. Felsőpannóniai: 7 — Somlói formáció (rétegzett);
 8 — mészsízes homok; 9 — Kállai kavics formáció: a) durvahomok, b) vegyesszemcsés
 homok, c) aprószemcsés homok, d) finomhomok; 10 — talajvízszint

Fig. 59. Results of engineering geophysical soundings in the Tapolca basin
 1 — engineering geophysical sounding; 2 — peak pressure (MPa); 3 — density (g/cm^3):
 a) 1.4, b) 1.4–1.7, c) 1.7–1.85, d) 1.85–2.0, e) 2.0–2.15, f) > 2.15 . Quaternary: 4 — peat;
 5 — layer of varying composition; 6 — gravel. Upper Pannonian: 7 — Somló formation
 (layered), 8 — limy-silty sand; 9 — Källa gravel formation: a) coarse sand, b) mixed sand,
 c) fine-grained sand, d) very fine-grained sand; 10 — water table

Рис. 59. Результаты инженерно-геофизических зондирований в Таполь-
 цайской впадине:

1 — инженерно-геофизическое зондирование; 2 — давление на острие (MPa); 3 — объ-
 емный вес ($\text{г}/\text{см}^3$): а — до 1,4, б — 1,4–1,7, с — 1,7–1,85, д — 1,85–2,0, е — 2,0–2,15,
 ф — более 2,15; 4–6 — четвертичные отложения: 4 — торф, 5 — толща переменного
 состава, 6 — галечник; 7–9: верхний паннон: 7 — шомлойская свита (слоистая), 8 —
 известково-илистые пески, 9 — каллайская свита, галечники: а — грубые пески, б —
 разнoзернистые пески, с — мелкозернистые пески, д — тонкие пески; 10 — зеркало
 грунтовых вод.



60. ábra. A Lenti-medencében a felső 250–300 m-ben előforduló legfontosabb képződmények (elvi vázlat)

1 — holocén fedőképződmények; 2 — felszínközeli pleisztocén törmelékes összlet; 3 — két összletre bomló felsőpannóniai képződmények (kétréteges felépítés): 3a — kisebb ellenállású felső szakasz, 3b — alsó vízadó összlet; 4 — egy összletként jelentkező felsőpannóniai képződmények (egyréteges felépítés)

Fig. 60. Sketch of the most important formations of the upper-most 250–300 m in the Lenti basin

1 — Holocene cover; 2 — near-surface Pleistocene clastics; 3 — two-layer model of the Upper Pannonian: 3a — upper layer of low resistivity, 3b — lower, water-bearing layer; 4 — one-layer model of the Upper Pannonian

Рис. 60. Главнейшие образования, встречающиеся в верхних 250–300 м разреза впадины Ленты (принципиальная схема):

1 — современные покровные отложения; 2 — приповерхностные обломочные отложения плейстоцена; 3 — двухчленный верхний паннон (двухслойная модель): 3a — верхний интервал с меньшим сопротивлением, 3b — нижний, водоносный интервал; 4 — монотонный верхний паннон (однослойная модель).

tagása 20 és 70 m között (61. ábra), átlagellenállása 70 és 500 Ω m között változik.

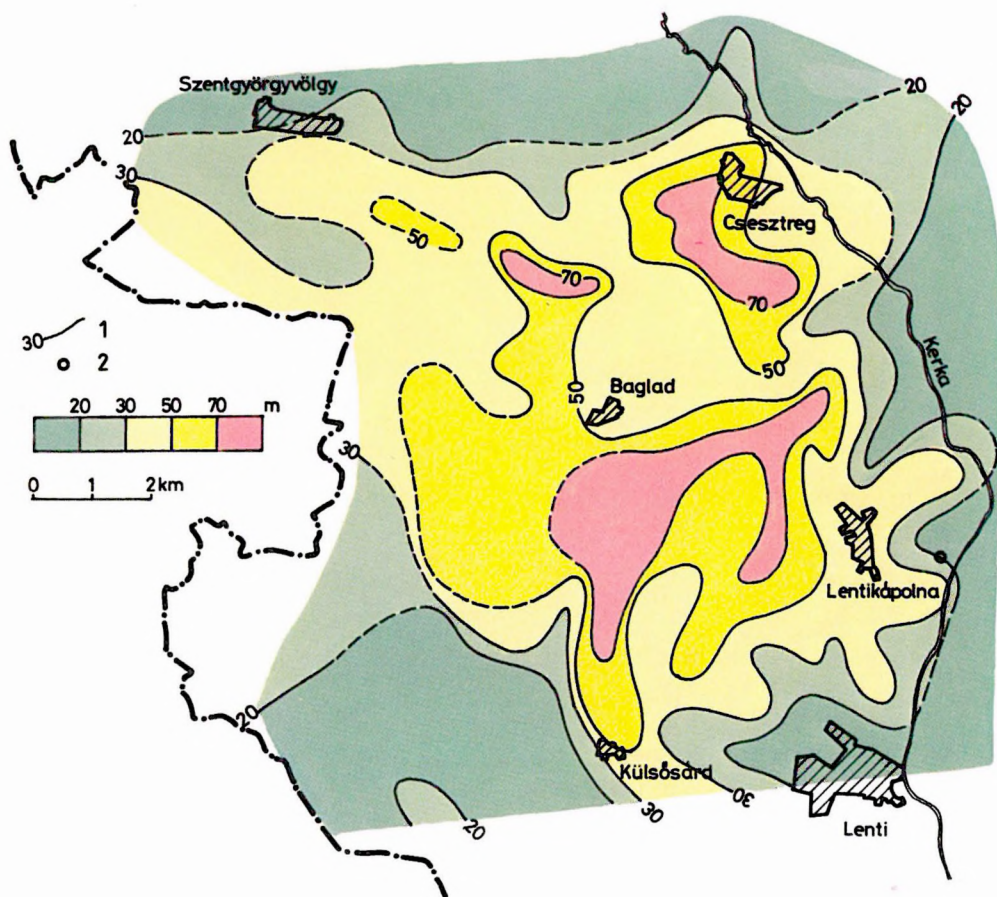
A felsőpannóniai összletben általában nem túl vastag homok- és agyagrétegek, valamint ezek különböző keverékei fordulnak elő. E rétegek gyakoriságának és relatív vastagságának változása következtében az összlet bizonyos helyeken egyetlen vastag, a felszíni geoelektromos módszerek szempontjából homogén réteggént jelentkezik (egyréteges felépítés), másutt pedig határozottan két rétegre bomlik (kétréteges felépítés). A felsőpannóniai összlet két részre bomlása nem jelenti lényeges paraméterugrással jelentkező éles határfelület létezését. A nagyobb ellenállású alsó réteggösszlet megjelenése az adott

mélységintervallumban a homok–agyag arány megváltozását, az üledék átlagos szemcseméretének növekedését jelzi. Az ilyen területrészek oldalirányú lehatárolása is elég bizonytalan. A szendvics szerkezet, az egyes rétegek kiékelődése vagy éppen kivastagodása vízszintes irányban folyamatos litológiai változásokat okoz. Ezért az ún. alsó vízáadó összlet települési mélységének térképét (62. ábra) csak azokra a részterületekre állítottuk össze, amelyeken a mérési pontok túlnyomó többségén felismerhető a mélybeli ellenállásnövekedés. Ezeken a területrészeken a felsőpannóniai összlet felső szakaszának fajlagos ellenállását — q korreláció alkalmazásával — rögzítettük. Emiatt a felsőpannóniai képződmények ellenállástérképét (63. ábra) csak azokra a részterületekre állítottuk össze, amelyeken e képződmények a mérések behatolási mélységéig egyetlen összletként jelentkeznek.

Ezek alapján a területre az alábbi vízföldtani értékelés adható. A felszínközeli törmelékeny összletből nagy mennyiségű víz nyerhető. Az összlet azonban nincs megbízhatóan védve a felszíni szennyeződéstől, ezért távlati regionális ivóvízellátási bázisként aligha vehető számításba. Perspektivikusnak ítéljük viszont az alsó vízáadó összletet. Itt a nagyobb mélységekben (100–150 m alatt) több és egyenként vastagabb homokrteg előfordulása várható, ugyanakkor a feljebb települő vastag és viszonylag kis ellenállású összlet védelmet jelent a felszíni szennyeződéssel szemben. Ezenkívül ígéretes a vízbeszerzési lehetőség az egyréteges felépítésű terület ellenállás-maximumain is, főleg nagyobb mélységekből. Itt a szennyeződéstől való védelmet a nagy szivárgási úthossz biztosítja.

Az előkutatási fázis végén a kétréteges felépítésű területen, Lentikápolnától K-re felderítő fúrást, illetve kútcsoportot tűztünk ki. A fúrás és a benne végzett lyukszelvényezés igazolta a mélybeli ellenállásnövekedés tényét (64. ábra). Elsősorban anyagi korlátok miatt nem volt lehetőség a fúrással feltárt 300 m-es hossz teljes hidrológiai vizsgálatára. Költségkímélés céljából a mélybeli ellenállásnövekedés legfelső szakaszán (80–100 m mélységben) található rétegeket szűrőzték be. Nagy átmérőjű kútból végzett kompresszorozás eredményeként 2000 liter/perc (közelítőleg 3000 m³/nap) értéket meghaladó vízmennyiséget nyertek. A lejjebb előforduló rétegek várhatóan legalább ennyire kedvezőek.

A terület hidrológiai sajátosságainak megismerésére még két körzetre tervezünk fúrásokat. Zalabaksa térségében (szintén kétréteges felépítéstípus) kifejezetten az alsó vízáadó összlet legjobb porózus rétegeinek vizsgálata a cél. Rédics–Külsősárd körzetében pedig a nagy vastagságú és viszonylag magas átlagellenállású felsőpannóniai összlet porózus rétegeinek vízáadóképeségét, az egyréteges felépítéstípus vízföldtani értékét kívánjuk megállapítani. E fúrások tapasztalatairól a következő Évi Jelentésben számolunk be.



61. ábra. A Lenti-medence felszínközeli törmelékes összletének vastagság-eloszlása

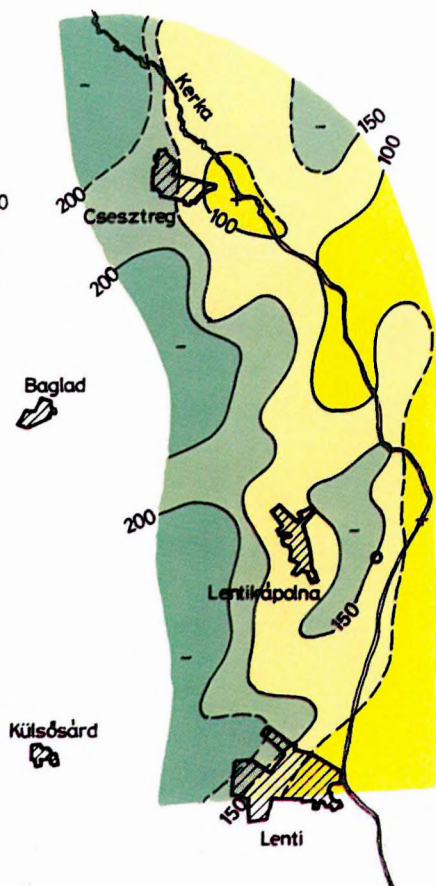
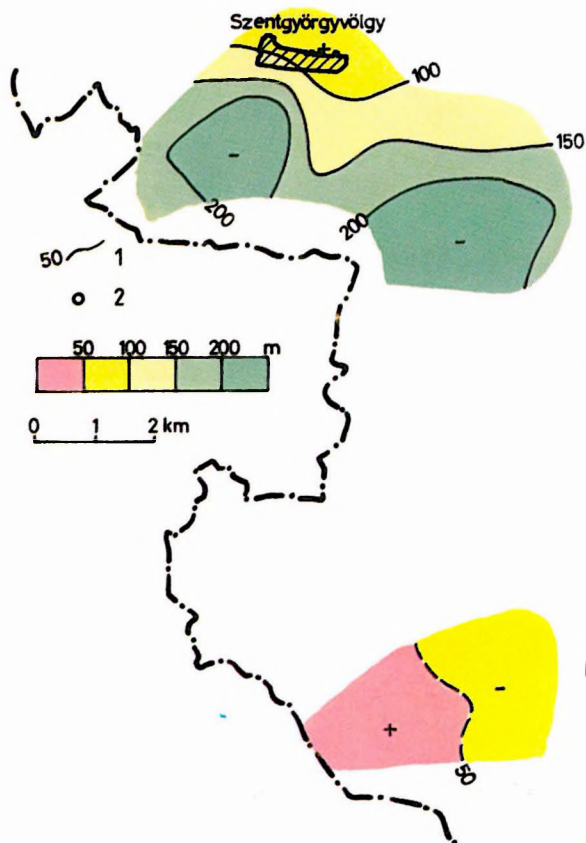
1 — vastagság (m); 2 — mélyfúrás

Fig. 61. Thickness of near-surface clastic sediments in the Lenti basin

1 — thickness (m); 2 — borehole

Рис. 61. Карта мощностей приповерхностных обломочных отложений впадины Ленты:

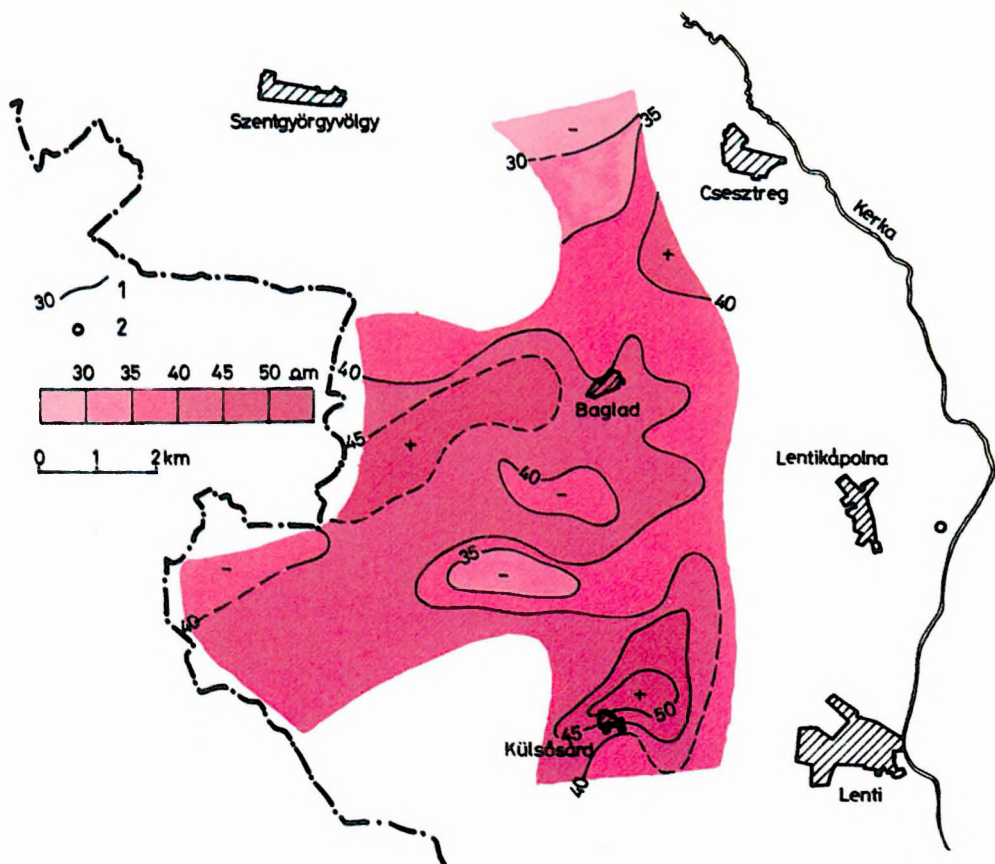
1 — мощность в м; 2 — скважина.



62. ábra. Az alsó vízáadó összlet települési mélysége a Lenti-medencében
1 — mélység (m); 2 — mélyfúrás

Fig. 62. Depth to lower water-bearing layer in the Lenti basin
1 — depth contours (m); 2 — borehole

Рис. 62. Глубина залегания нижнего, водоносного горизонта во впадине Ленты:
1 — глубина в м; 2 — скважина.



63. ábra. A felsőpannóniai képződmények ellenállása a Lenti-medence egyréteges felépítésű részterületén

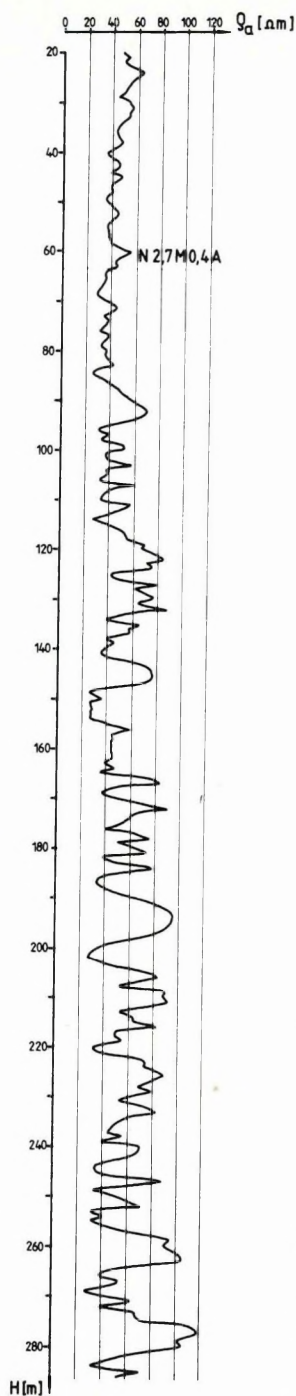
1 — fajlagos ellenállás (Ωm); 2 — mélyfúrás

Fig. 63. Resistivity of Upper Pannonian sediments in the one-layer type part of the Lenti basin

1 — resistivity contour line (Ωm); 2 — borehole

Рис. 63. Сопротивление верхнепаннонских отложений на участке впадины Ленты с однослойной моделью:

1 — удельное сопротивление в омм; 2 — скважина.



64. ábra. A lentikápolnai fúrásban mért ellenállásszelvény

Fig. 64. Resistivity log from the borehole of Lentikápolna

Рис. 64. Кривая сопротивлений по скважине в Лентыкапольне.

2 MÓDSZER- ÉS MŰSZERKUTATÁS

2.1.1 Sekélyszeizmikus módszertan*

A néhány métertől 100 méterig terjedő mélységtartomány reflexiós kutatásának eredményessége több, egyidejűleg nehezen teljesíthető feltételtől függ. Alapvető követelmény a kedvező jel/zaj viszonyú nagyfrekvenciás források alkalmazása és a reflektált jelek nagyfrekvenciás komponenseinek megőrzése az érzékelés során.

Többszörös fedéses rendszerben végzett mérések esetében a felszínközeli laza réteg összegzést lerontó hatását csak részletező, szisztematikus korrekciós eljárással lehet csökkenteni. A reflexiós felvételek első beérkezéseiből kialakított többszörös fedéses rendszer adja meg az alapját a korrekciós eljárásnak.

A felsorolt követelményeknek eleget tevő Sa-4 migrált, amplitúdó szerint színezett időszelvény (65. ábra) 1 kJ energiájú elektromos sparker jelforrással készült. A nagyfrekvenciás jelforrás (sparker) hazai fejlesztésű kísérleti eszköz. Működése az elektromos áram elektromechanikus hatásának elvén alapul. Ha megfelelő közegben villamos ívkisülést hozunk létre, az ívben rövid ideig tartó plazmaállapot lép fel, mely a körülötte levő közeget elbontja, és jó hatásokkal nyomáshullámot hoz létre. Az 1 kJ energiát egy kondenzátor telepnek 2500 V-ra való feltöltésével érjük el, amit kb. 200 μ s alatt ad le, kedvező energiaszórású nagyfrekvenciás komponensek termelése közben.

A mérés során vízzel telt, fúrt lyukban 2 m mélyen helyeztük el a szondát, az előidézett szikrakisülés a 0–5000 Hz-ig terjedő frekvenciatartományban bocsátott ki szeizmikus energiát. A felvételek középlövéses, 5 m csatornatávolságú, hatszoros fedésű rendszerben készültek, csatornánként 1 db 100 Hz-es sajátfrekvenciájú geofonnal. A jelerőszítés az ESS-01–24 mérnökszeizmikus műszerrel készült, 0,25 ms mintavételi sűrűséggel.

A szelvény mentén mélyített kutatófúrásokban 50–60 m mélyen található a miocén korú barnakőszéntelep. A fúrásokban azonosított középső-, alsómiocén réteghatár képezi a széntelep fekvését, amely jól követhető szeizmikus határfelület. A szelvényen felismerhető legkisebb vetők vertikális elmozdulása 1–2 m.

* Hegedűs E., Kútvolgyi F., Petrovics I., Sédý L.

2.1.2 Személyi számítógépekre kifejlesztett bányaszeizmikus feldolgozó rendszer*

Az elmúlt évek során a bányageofizikai mérések túljutottak a kísérleti stádiumon, és egyes bányavidékeken rutinszerűvé, a bányaművelés mindennapos részévé váltak. Ez az új helyzet új követelményeket teremtett elsősorban a bányageofizikai mérések eredményszolgáltatásának gyorsaságával kapcsolatban. Míg a korábbi kísérleti időszakban megfelelt az az átfutási sebesség, amelyet az elsősorban előkutatási és kőolajkutatási igényeknek megfelelően megszervezett és felépített intézeti számítóközpont tudott biztosítani, addig a rutinméréseknél már ennél gyorsabb és rugalmasabb feldolgozásra van szükség.

A bányageofizikai méréseket — még a legelterjedtebben alkalmazott bányabeli szeizmikus méréseket is — viszonylag kis adatmennyiség jellemzi. Így kézenfekvőnek látszott, hogy a mérési adatok feldolgozásának felgyorsítására és rugalmassá tételére egy nagy teljesítményű személyi számítógépre kell alapozni a bányageofizikai adatfeldolgozást. Választásunk az IBM-AT/PC típusú gépre esett, erre fejlesztettük ki elsőként a bányabeli szeizmikus mérések feldolgozó programrendszerét.

A programrendszerek leírása

A bányaszeizmikus mérési anyagok feldolgozását a mérések módszerétől függően háromféle programrendszer felhasználásával végezzük el: telephullám átvilágításos programrendszer, telephullám reflexiós programrendszer, háromkomponenses reflexiós programrendszer. Mind a három programrendszer azonos hardware konfigurációt követel meg:

IBM-AT számítógép

20 Mb Winchester lemez háttértár,

1,2 Mb hajlékony lemezes tároló,

512 Kb memória,

IBM színes grafikus adapter és display,

Matematikai segédprocesszor (INTEL 80287);

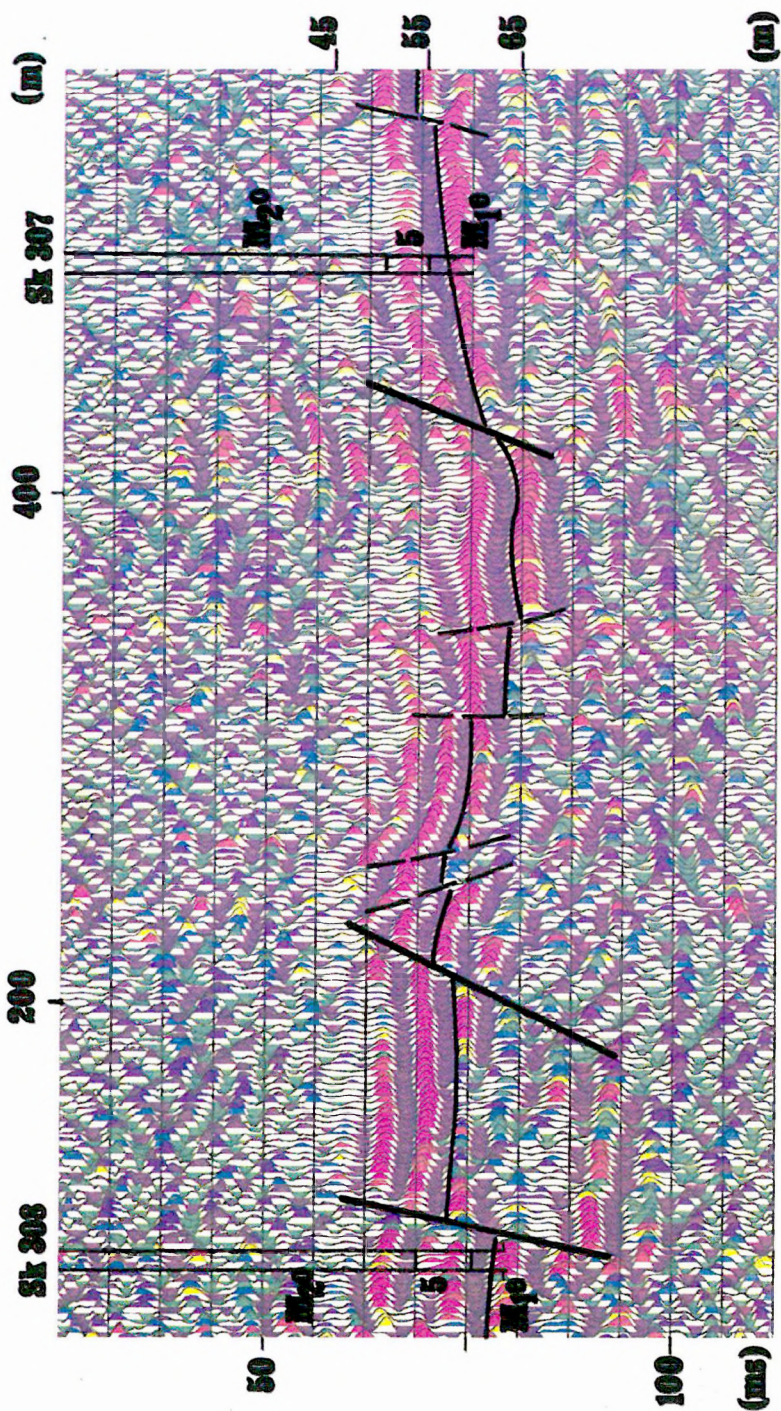
PK-1 mágneskazettás egység;

PK-1/RS 232 csatoló;

Epson FX-105 mátrixnyomtató.

A programrendszerek DOS 3.0 operációs rendszer alatt futnak. A feldolgozó programok azonos módon végzik el a szeizmikus felvételek bevitelét, az adatmozgást és megjelenítést. Ezeket a funkciókat a következő parancsokkal lehet kiválasztani a képernyőn megjelenő menüből (66. ábra):

* Baki Gy., Bodoky T., Scholtz P.



1 — 2 — 3a / 3b /

65. ábra. SA-4 amplitúdó nagyság szerint színezett reflexiós időszelvény

1 — széntelep és sorszáma; 2 — szeizmikus határfelület; 3 — szeizmikus zavarzóna (vető, dinamikus paraméterek korrelálható változásai): a) biztos, b) bizonytalan

Fig. 65. Reflection time section SA-4 coloured according to amplitude

1 — coal seam and its serial number; 2 — seismic horizon; 3 — seismic disturbance zone (fault, changes in dynamic parameters): a) certain, b) uncertain

Рис. 65. Временной разрез сейсморазведки МОБ SA-4 в поамплитудной раскраске:

1 — угольный пласт и его номер; 2 — граничная поверхность по сейсморазведке; 3 — зона помех по сейсморазведке (сброс, коррелируемые изменения динамических параметров): а) установленная, б) предполагаемая.

IN-SEAM Seismic Reflection Program Version 1.00 (C) Copyright ELGI 1986		
Installation	Edit	Spectrum
Load	<u>Norm</u>	Correction
View	Filter	Velocity scan
Print	Envelop	Group velocity
Save	Rotation	Phase velocity
Return to DOS	Stack	System
Norm		Work files
Window lenght	: 300	Last loaded file:
Shift lenght	: 150	Dorog03
Gain	: 200	Last saved file:
Avarage amplitude		Dorog02
Average energy		
Maximum amplitude		

66. ábra. A telephullám reflexiós programrendszer képernyőn megjelenő menürendszere, amin kurzor segítségével választhatók ki a különböző műveletek

Fig. 66. Menu of the seam-wave reflection program system appearing on the display, where the different operations can be selected by means of a cursor

Рис. 66. Меню, появляющееся на экране, системы программ по отражению пластовых волн; операции могут быть выбраны курсором.

INSTALLATION

Alapvető paraméterek definiálása pl.: mintavételi idő, csatornaszám, csatornák hossza stb.

LOAD

A korábban külön beolvasó programmal a PK-1 mágneskazettás egységről bevitt szeizmikus felvételek beolvasása Winchester lemeztől vagy hajlékony lemeztől.

VIEW

Szeizmikus felvételek megjelenítése képernyőn, állítható erősítéssel, vízszintes eltolási lehetőséggel. A képernyőn kurzorral kijelölhetők további műveletekre szánt szakaszok.

SAVE

Az eredmények elmentése hajlékony vagy Winchester lemezre.

PRINT

Felvételek, szelvények megjelenítése mátrixnyomtatón hullámalak kiírásban.

SYSTEM

Ha a rendszer SYSTEM állapotba kerül, akkor a kiválasztott feldolgozási műveletet végrehajtja az összes felvételen, amit a SYSTEM parancs paraméter listáján megadtunk.

A menü bal alsó sarkában jelenik meg az egyes utasításokhoz tartozó paraméterlista, a jobb alsó sarkában pedig az éppen beolvasott és elmentett felvétel azonosítója.

Az általános adatbeviteli parancsok mellett van néhány speciális is. Az átvilágításos feldolgozásnál pl. a GEOM utasítás kéri be a mérési terület geometriai paramétereit, reflexiós feldolgozásnál a CORRECTION utasítás pedig a terítési paramétereket és a statikus korrekciókat. Az átvilágításos eredmények megjelenítése történhet a MAP paranccsal térkép formában mátrixnyomtatón, vagy a MATRIX paranccsal számjegyes formában.

A többi utasítás feldolgozó alpműveletet hajt végre:

EDIT

Szeizmogramok szerkesztése, hibás csatornák kinullázása, csatornák polaritásváltása.

NORM

Normálás átlag amplitúdóra, átlag energiára, maximális amplitúdóra.

FILTER

Alulvágó, felülvágó és sávszűrés.

ROTA

Többkomponenses mérések esetében a jel/zaj viszonyt javító művelet.

ENVELOPE

Burkolóképzés.

STACK

Dinamikus korrekció és összegzés.

SPECTRUM

Csatornák amplitúdó- és fázisspektrumának számítása és megjelenítése.

VELOCITY SCAN

Az egy mélységponthoz tartozó csatornák összegyűjtése és dinamikus korrekciója.

GROUP VELOCITY

Csoportsebesség analízis.

PHASE VELOCITY

Fázissebesség analízis.

A rendszerek moduláris felépítésűek, tetszőlegesen bővíthetők újabb modulokkal és az egyes modulok könnyen módosíthatók, cserélhetők. A rendszer alkalmazására példaként egy nógrádi mérés feldolgozását mutatjuk be.

A bányabeli szeizmikus telephullám-átvilágító és reflexiós mérések Ménkes Bányaüzem előkészítés alatt álló X. frontmező zavartalanságának ellenőrzésére, illetve a X. front szállító vágatának (C vágat) túloldalán húzódó határvető helyzetének és irányának meghatározására szolgáltak. A méréseket az ELGI ESS-01-24 mérnökszeizmikus berendezésével és ELGI-3K-SM-7 bánya-szeizmikus geofonokkal hajtottuk végre. A geofonokat, illetőleg a robbantópontokat a telep középsíkjába telepítettük.

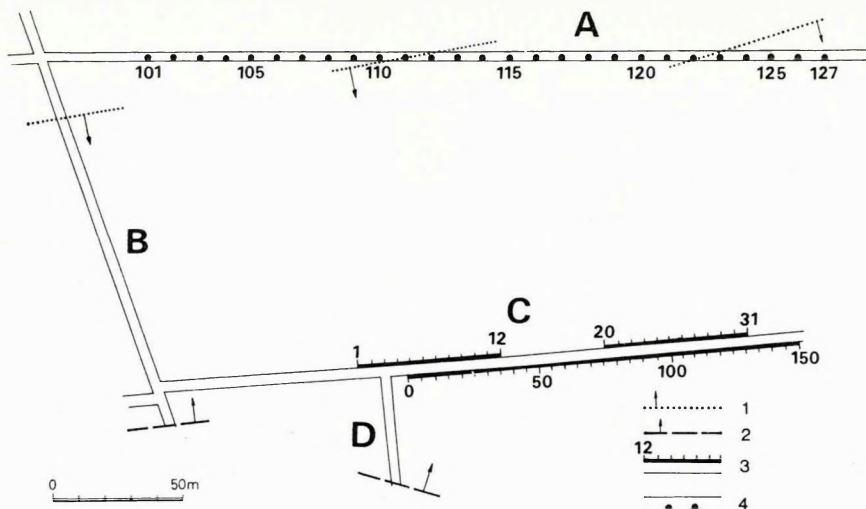
A mérések helyszínrajzát a 67. ábra mutatja be.

Átvilágító mérések

Az átvilágító mérések áttekintő jelleggel, egy irányban történtek. A mérések során két, 5 m-es geofonközű terítést alkalmaztunk, amelyeket a X. front szállítóvágatába (C vágat) telepítettünk. A hullámgerjesztést a X. front légvágatában (A vágat) végeztük, egymástól 10 m távolságban elhelyezett robbantópontokból (67. ábra).

Az átvilágító felvételeket öt frekvenciakapura: 140–200, 200–260, 260–320, 320–380 és 380–440 Hz-re dolgoztuk fel. A feldolgozás eredményeként kapott relatív átvilágíthatósági térképeken, amelyekből példaképpen bemutatjuk a második és negyedik időkapuhoz tartozót (68. és 69. ábra), az átvilágíthatóság jellemzésére négy tónust használtunk, a sötétől a világos felé ezek a 30% alatti, a 30 és 50% közötti, az 50 és 70% közötti és a 70% feletti átvilágíthatósági értékeket jelentik.

A terület diszperziós tulajdonságai már korábbi mérésekből ismertek, így tudjuk, hogy a negyedik (69. ábra) relatív átvilágíthatósági térkép felel meg az Airy-fázis frekvenciáinak. A térkép elég zavart képet mutat, különösen a 101, 111 robbantó-, illetve az 1. geofonpont által kijelölt háromszögben, de jelentkeznek 30% alatti átvilágíthatósági értékek a terület közepén, a 114, 119 rob-



67. ábra. A példaként bemutatott bányabeli szeizmikus telephullámmérések helyszínrajza

1 — 1 m-nél kisebb vető; 2 — 2 m-nél nagyobb vető; 3 — terítés; 4 — robbantópontok

Fig. 67. Location map of a seismic seam-wave survey

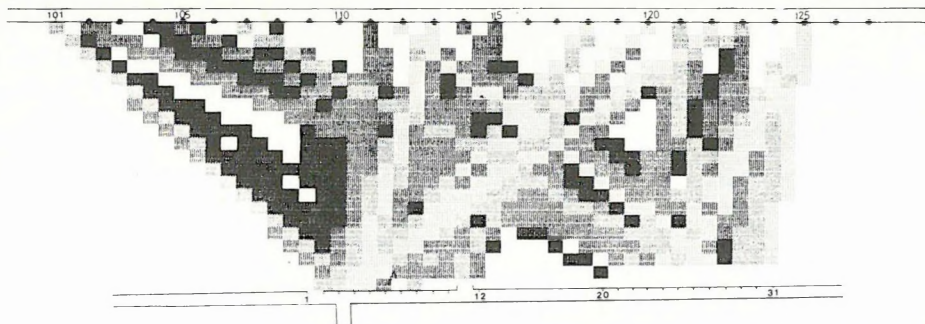
1 — fault, throw < 1 m; 2 — fault, throw > 2 m; 3 — spread; 4 — shotpoints

Рис. 67. План ситуации сейсморазведки по пластовым волнам участка, приводимого в качестве примера:

1 — сброс со смещением менее 1 м; 2 — сброс со смещением более 2 м; 3 — разнос; 4 — взрывпункты.

bantó- és a 12. és 21. geofonpont között, és 50% alattiak a 20–31 geofonpontok előterében is.

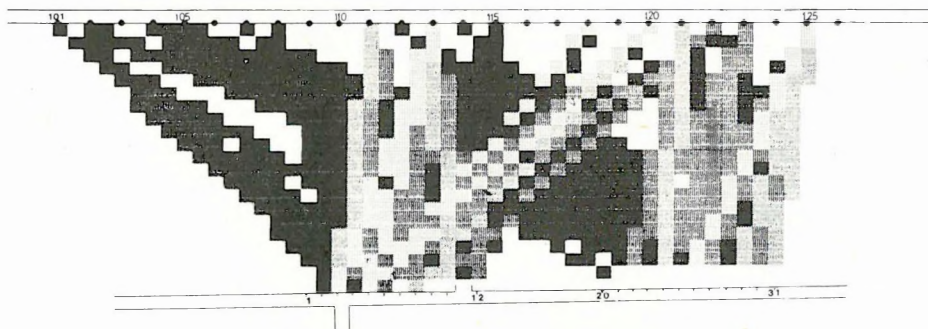
Az Airy-fázis frekvenciáinál kisebb frekvenciáknál az átvilágíthatósági értékek a terület egészen fokozatosan javulnak (68. ábra), így arra következtethetünk, hogy a zavart képet vagy egy, a területen végig húzódó, változó méretű, helyenként az egytelepes elvetési magasságot is elérő vető, vagy több, ennél kisebb méretű vető okozza. Az egyirányú átvilágítás ennél pontosabb behatárolást nem tesz lehetővé. A X. front légvágatában (A vágat) harántolt két kisebb ($H=0,5$ és $H=0,7$ m) elvetési magasságú vető a második változatot teszi valószínűvé, ugyanis ezek éppen a 111 és 121 pontnál lépnek be a vizsgált területre. Mivel a második vető mögül a 122–127 közötti pontokból sem kapunk igazán zavartalan képet, fel kell tételeznünk még egy harmadik, az előző kettővel párhuzamos vetőt is, amelyet a vágatokból még nem ismerünk.



68. ábra. A szeizmikus telephullám átvilágítás 200–260 Hz-es kapuban történt feldolgozása. A lépték torz

Fig. 68. Processing of a seismic seam-wave transmission survey in the frequency range of 200–260 Hz. Scale distorted

Рис. 68. Обработка данных сейсмического просвечивания пластовыми волнами в окне частот 200–260 гц. Масштаб искажен.



69. ábra. A szeizmikus telephullám átvilágítás 320–380 Hz-es kapuban történt feldolgozása. A lépték torz

Fig. 69. Processing of a seismic seam-wave transmission survey in the frequency range of 320–380 Hz. Scale distorted

Рис. 69. Обработка данных сейсмического просвечивания пластовыми волнами в окне частот 320–380 гц. Масштаб искажен.

A telephullám reflexiós méréseket a X. front szállító vágatának (*C* vágat) a fronttal szemközti oldalán végeztük, mintegy 150 m hosszban. A feladat a VI. sz. ereszke (*B* vágat) végén megfogott határvető helyzetének és irányának vizsgálata volt, mert a szállító vágatból kihajtott kutató vágat (*D* vágat) ennek a vetőnek váratlan irányváltozását jelezte (67. ábra). A mérést 5 m-es geofonközzel, és — amennyire a szűk tér engedte — két irányú, külsőlövéses rendszerben, tizenkétszeres fedéssel hajtottuk végre. A forráspont és az első geofon távolsága az egyik irányban 17,5, a másikban 7,5 m volt.

A feldolgozást — tekintve a vető várt helyzetére — csak a geofonok radiális komponensére végeztük el, amely szerkesztést, 320–380 Hz-es sávszűrést, burkolóképzést, dinamikus korrekciót és összegzést foglalt magában. Az eredményként kapott időszelvényt a 70. ábra mutatja be. Az eredményszelvényen világosan kirajzolódik a vetőről visszavert hullám. A reflexiós kép azonban — a szeizmikában jól ismert — fókuszálási jelenséget mutatja, ezért el kellett végezni az időszelvény migrálását is. A transzformációhoz szükséges sebességértékhez az egyik átvilágításos felvétel számítógépes analízisével jutottunk. A sebesség értéke, ami lényegében az Evison-hullámok Airy frekvenciáinak csoportsebessége, a területen 1250 m/s. A transzformáció eredményként kapott térképet a 71. ábrán mutatjuk be. Az ábrán látható, hogy a kutató vető erősen görbül, és vagy teljesen visszakanyarodik a szállítóvágat felé, vagy a szelvény 85 pontjával szemben leágazik belőle egy másik vető, amely várhatóan a szelvény végétől (a 150-es ponttól) mintegy 50–70 m-re fogja keresztezni a szállítóvágatot. Mindenesetre leszögezhető, hogy a határvető a kutató vágatban észlelt irányát nem tartja hosszan. A mérés eredményeit a későbbiekben a fejtési adatok igazolták.

A bemutatott mérés feldolgozása két napot vett igénybe. Így befejezésként megállapíthatjuk, hogy kis adatmennyiségű mérések esetében — pl. bányabeli mérések, sekély szeizmikus kutatás, mérnökgeofizikai munkák stb. — a nagy teljesítményű személyi számítógépekre kifejlesztett adatfeldolgozó programrendszerek a geofizikai adatok feldolgozását igen nagy mértékben gyorsíthatják és ezáltal a kutatómunka rugalmasságát rendkívül megnövelhetik.

71. ábra. A szeizmikus telephullám reflexiós mérés eredménytérképe

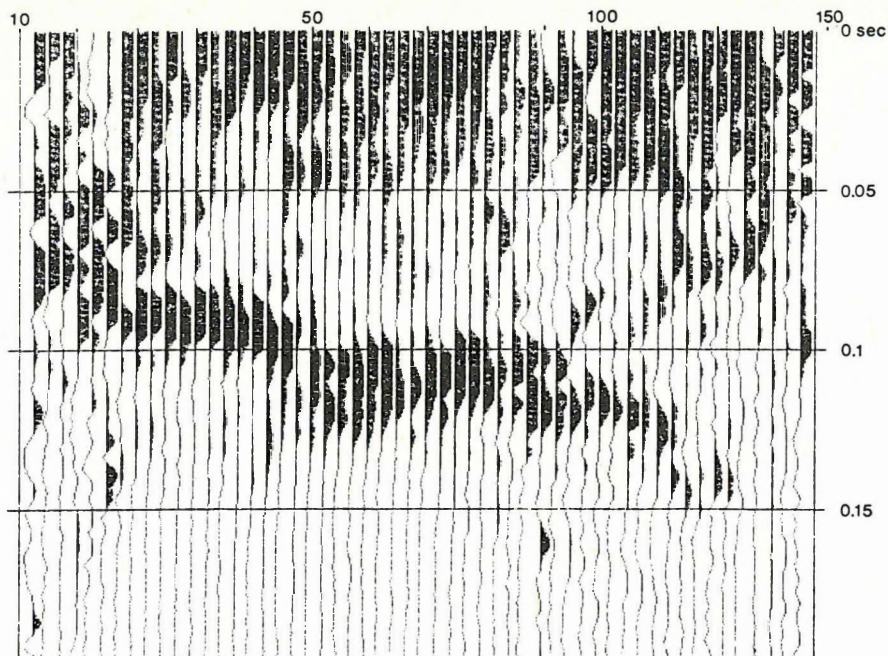
1 — a mérés által jelzett vető; 2 — 2 m-nél nagyobb vető; 3 — terítés

Fig. 71. Results of the seismic seam-wave reflection measurement

1 — fault indicated by the measurement; 2 — fault, throw > 2 m; 3 — spread

Рис. 71. Карта результатов измерений отражений пластовых волн:

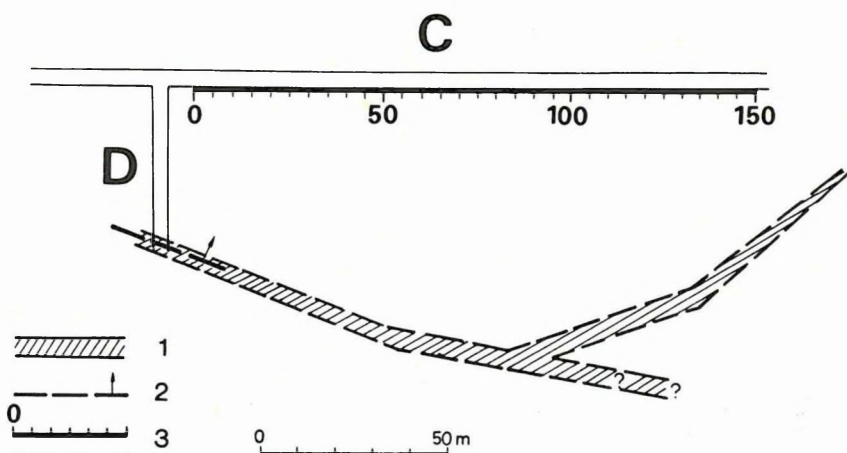
1 — сброс, по результатам измерений; 2 — сброс со смещением более 2 м; 3 — разнос.



70. ábra. A szeizmikus telephullám reflexió mérés időszelvénye

Fig. 70. Time section of a seismic seam-wave reflection measurement

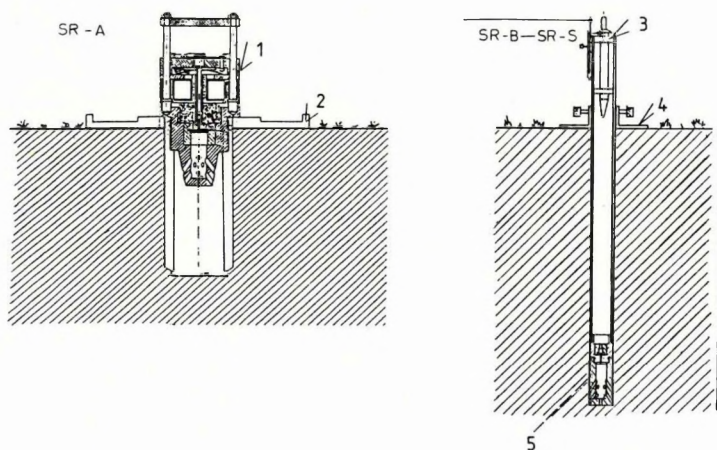
Рис. 70. Временной разрез по отражению пластовых волн.



2.1.3 Mérnökszeizmikus rezgéskeltők*

A kis mélységű ($h=1-100$ m) szeizmikus mérések iránti igény és az adatgyűjtés (ESS-01-24 felvevővel), valamint a nagy kapacitású személyi számítógépeken (PC) akár a mérés helyén végrehajtható feldolgozás lehetősége intézetünkben szükségessé teszi megfelelő energiájú és frekvenciatartalmú, könnyen kezelhető, biztonságos és környezetkímélő jelforrások kidolgozását különböző felszíni körülményekre.

Jelen munkában az elmúlt években készített hat különböző konstrukciójú, kémiai energiával (vadásztöltény) működő rezgéskeltőt néhány szempontból összehasonlítottunk. Az összehasonlításba a „klasszikus” kalapácsot és — részben — a talajra helyezett leszorított és oldalról ütött deszkát (SH-forrás) is bevontuk. Az eszközök (72. ábra) közös egysége a sörét nélküli vadásztöltényt (6–8 g lőpor) befogadó patronkamra és az indítást elektromágnessel vagy eső súllyal, mechanikusan végző elsütőszerkezet. Néhány jellemzőjüket az I. táblázat foglalja össze.



72. ábra. Az SR-A, illetve az SR-B—SR-S metszete

1 — indítófej és patronkamra; 2 — talplemez; 3 — indító ejtősúly; 4 — talplemez; 5 — patronkamra

Fig. 72. Sectional drawing of seismic energy sources SR-A and SR-B—SR-S, respectively

1 — ignition head with explosion chamber; 2 — base plate; 3 — falling weight; 4 — base plate; 5 — explosion chamber

Рис. 72. Разрез SR-A и SR-B — SR-S:

1 — инициализирующая головка и патронная камера; 2 — плита-подставка; 3 — падающая гиря-инициатор; 4 — плита-подставка; 5 — патронная камера.

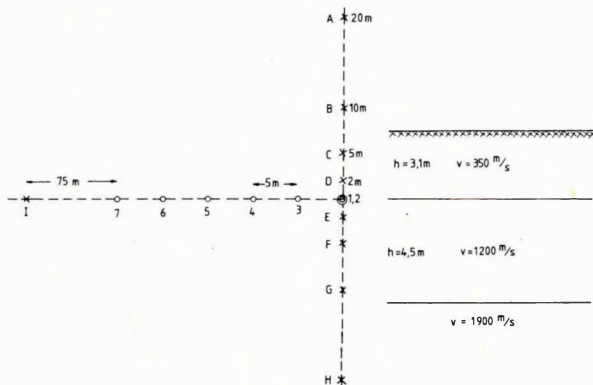
* Dianiska L., Hermann L., Sedy L.

Eszköz	Tömeg (kg)	Jelkeltési mechanizmus	Indítás	Furatelhelyezés	Felszíntípus	Fúrólyukátmérő és -mélység (cm)
SR-II	70	felugró tömeg reakcióereje	elektromágnes	—	kemény, állékony	—
SR-A	11	gáznyomás tágu- lás után a talajra	elektromágnes	—	mocsaras	8,6/50
SR-B	7	gáznyomás közvetle- nül a talajra	eső súly	körben, ferdén lefelé	könnyen fúrható	4,3/100
SR-C	7			körben, vízszintesen		
SR-D	7	2 SR-B adapter egymás alatt				
SR-S	7	gáznyomás közvetle- nül a talajra	eső súly	egy oldalon vízszin- tesen	könnyen fúrható	4,3/100

A gáznyomás a patronkamrában a töltetmagyságtól függően 150-220 MPa.

I. táblázat. A vizsgált eszközök néhány jellemzője

Az összehasonlító méréseket Kisoroszi mellett, Duna-hordalékkal feltöltött, vízszintes terepen végeztük. A mérés geometriáját, valamint a P-hullámok első beérkezései alapján meghatározott modellt a 73. ábra mutatja. Az 1. érzékelő egy fúrólukban levő (3 m) háromkomponenses szonda volt, a továbbiak a felszínen elhelyezett vertikális, valamint terítésirányú és arra merőleges horizontális geofonokból álltak ($f_0 = 40$ Hz). Az elrendezés 180° -os szögtartományt és — az 1 robbantópontot is figyelembe véve — 2–100 m távolságtartományt fog át. A jeleket ESS-01–24 berendezésen 0,25 ms mintavétellel rögzítettük.



73. ábra. A kísérleti mérés helyszínrajza és a terület szeizmikus modellje
A–I: forráspontok; 1–7: érzékelőhelyek

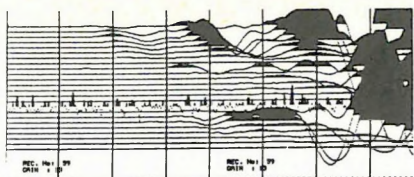
Fig. 73. Location map of experimental measurements and the seismic model of the area

A–I: source points; 1–7: geophone locations

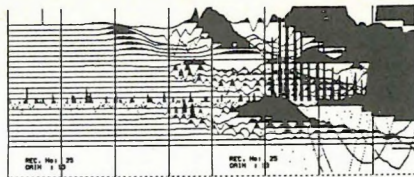
Рис. 73. План ситуации опытных измерений и сейсмическая модель участка

A—I — пункты источников; 1–7 — пункты детекторов.

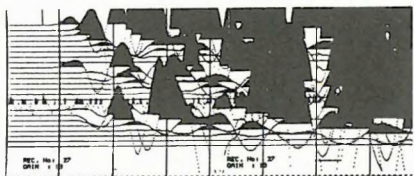
A mért adatok elsődleges kiértékelését — polarizációs és rotációs analízis nélkül — kazettabeolvasóval ellátott Sinclair-QL PC-n végeztük. A detektor-komponensenként rendezett felvételeken (74. ábra) csatornánként Fourier-transzformációt hajtottunk végre (néhány példa az amplitúdó spektrumokra a 75. ábrán látható) és meghatároztuk a csatorna energiatartalmát az időkapu és a felvételi erősítés figyelembevételével. A spektrumokban az energia keskeny sávban koncentrálódik, így a csatornák frekvenciatartalma jól jellemezhető a maximumhoz tartozó frekvenciákkal. Mivel ezek egyik eszközénél sem mutattak határozott távolságfüggést, az egyes források frekvenciatartalmának jellemzésére az összes adat figyelembevételével a csúcsfrekvenciák hisztogramját használhatjuk (76. ábra).



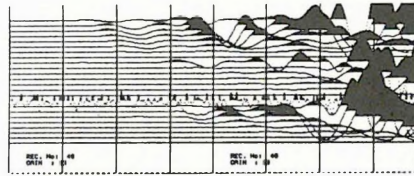
SR-A



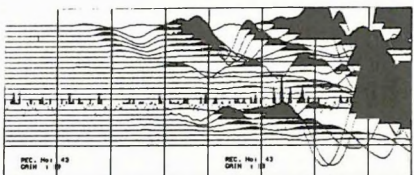
SR-B



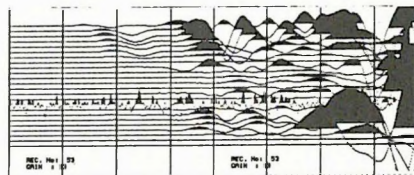
SR-II



SR-D



SR-C



SR-S

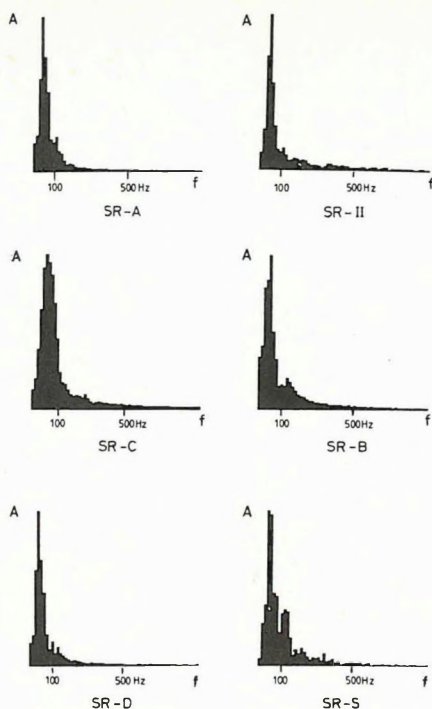
74. ábra. Jellemző felvételek azonos erősítéssel az A robbantópontból (a 16. csatornán kísérleti piezodetektor). Időosztás 20 ms

Fig. 74. Typical records with uniform gain setting from shotpoint A (on channel 16, experimental piezoelectric detector). Timelines: 20 ms

Рис. 74. Характерные записи с одним усилением из взрывпункта А (на канале 16 — опытный пьезодетектор). Шкала времени — через 20 мс.

A források relatív energiáját — az SR II energiáját 100%-nak véve — minden robbantópont-érzékelő párra meghatároztuk és kiszámítottuk ezek átlagát (77/a ábrán az oszlopok magassága), valamint az I robbantópontból készített felvételekből meghatároztuk az egyes források hullámtípusainak százalékos megoszlását (beosztás az oszlopokon belül). Az összehasonlítás céljára itt ábrázoltuk a csúcsfrekvenciák hisztogramjainak súlyozott átlagait is (77/b ábra).

A 78. ábra szeizmogramjait egy másik területen, csak vertikális geofonokkal, különböző mértékű összegzéssel észleltük. A normált, sávszűrt felvételeken jól látható, hogy az SR-II adja a legalacsonyabb frekvenciájú jeleket és a legerősebb felszíni zavarhullámot (a normálás után a forrásközei csatornákon jóformán csak a zavarhullám marad) mindkét szempontból legjobbnak az itt kipróbált „villanyágyú” (sparker) mutatkozik. Ennek jelét 1 kJ energiájú 2500 V-os szikrakísülés adja.

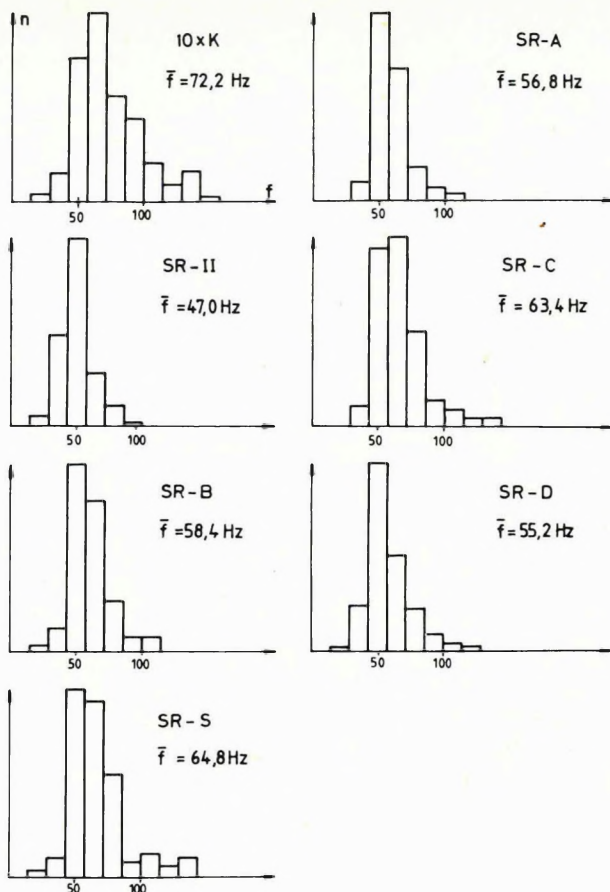


75. ábra. Jellegzetes amplitúdó spektrumok, maximumra normálva

Fig. 75. Typical amplitude spectra normalized to maxima

Рис. 75. Характерные спектры амплитуд, отнесенные к максимуму.

Az utóbbi két ábra alapján megállapítható, hogy a 10 éve használt, külföldön is alkalmazott SR-II mellett sikerült kifejleszteni energiában vele ekvivalens, de kisebb súlyú és így könnyebben kezelhető eszközöket (SR-A, SR-B, sparker), amelyek közül az első mocsaras területen is alkalmazható az utolsó pedig nagyfrekvenciás mérésekre is megfelelő. Az SH-forrás céljára konstruált SR-S viszont — valószínűleg a kis energiaátadási felület miatt — nem váltotta be a hozzá fűzött reményeket.

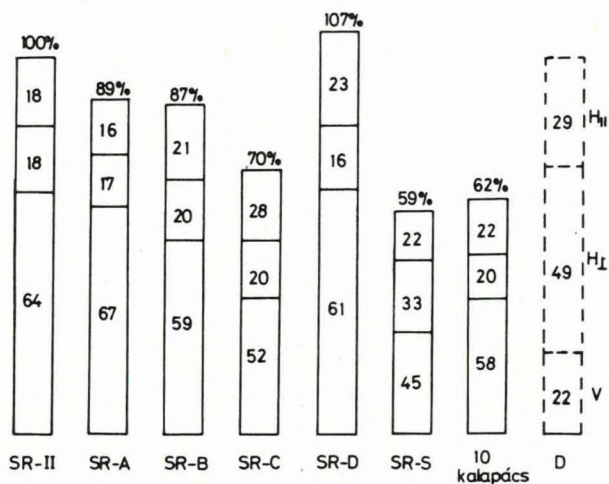


76. ábra. A spektrumok csúcsamplitúdóíhoz tartozó frekvenciák normált hisztogramjai eszközönként
 \bar{f} — a súlyozott átlag; K — kalapács

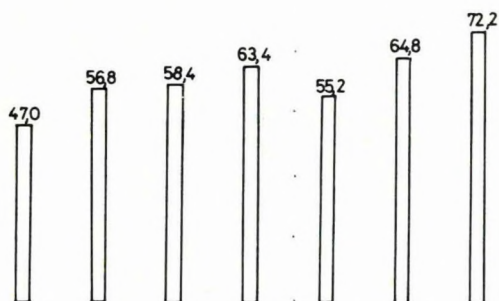
Fig. 76. Normalized hystograms of peak frequencies of spectra
 \bar{f} — weighted average, K — hammer

Рис. 76. Нормированные гистограммы частот, соответствующих пиковым амплитудам спектров, по видам аппаратуры:
 \bar{f} — средневзвешенное; К — молот.

a,



b,



77. ábra. Az eszközök összehasonlítása a keltett hullámok energiája és frekvenciája szerint

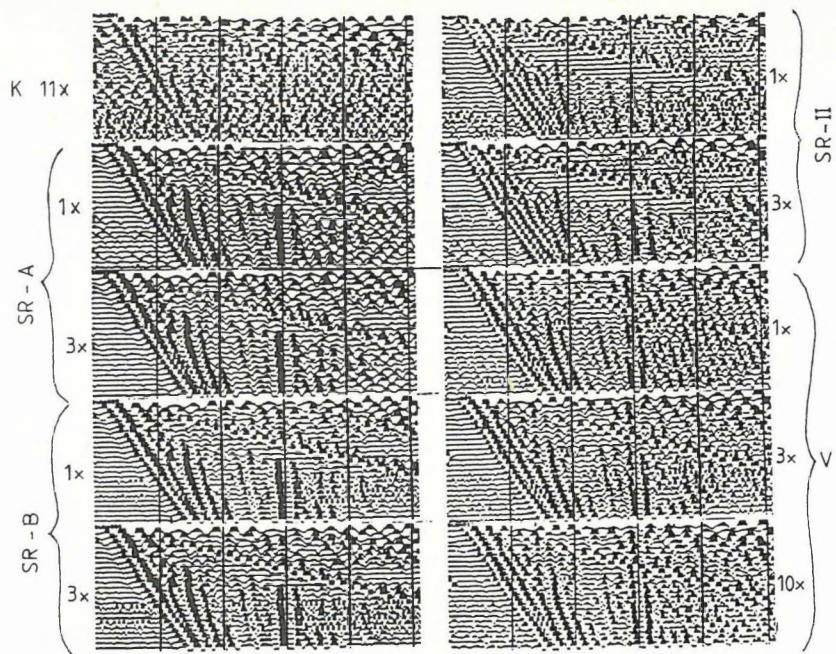
- a) Összenergiatartalom SR-II-re normálva (összes adat alapján, az oszlop magasságával és a fölé írt számmal jelölve), valamint a detektált hullámenergiák polarizáció szerinti megoszlása %-ban az *I* robbantóponti felvételekből (alulról fölfelé V, H_{\perp} , H_{\parallel}). Az oldalról ütött deszka (D) energiatartalmát és domináns frekvenciáját a kevés adat miatt nem tudtuk meghatározni
- b) A csúcsfrekvencia-hisztogramok súlyozott átlaga (Hz)

Fig. 77. Comparison of energy sources by energy and frequency

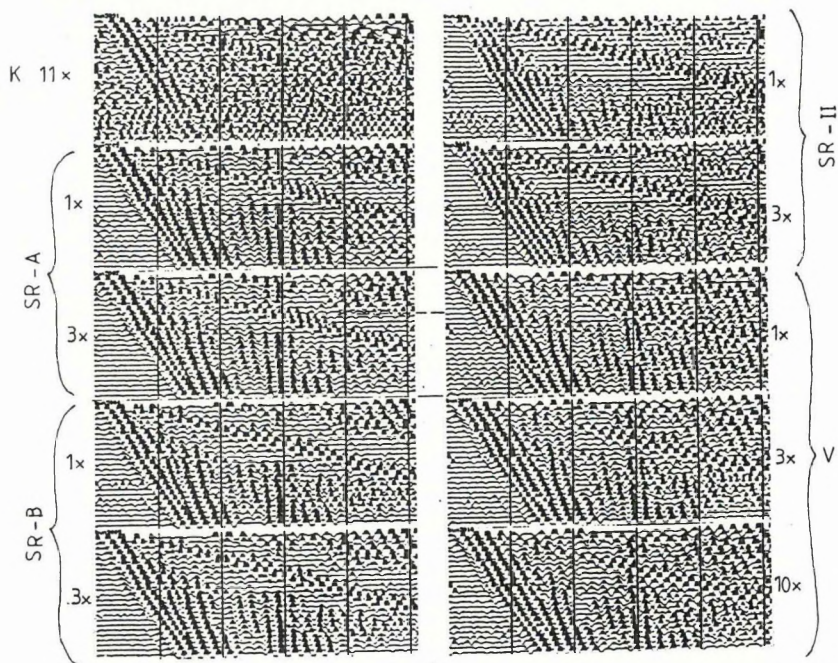
- a) Total energy normalized to SR-II (from all data, marked by the heights of columns and the figures above them), and percentage distribution of energy by polarization, from shotpoint *I* (from bottom upwards: Vertical, Horizontal $_{\perp}$, Horizontal $_{\parallel}$). Energy content and dominant frequency of the board (D), hit from the side, could not be determined because of the scanty data
- b) Weighted averages of peak frequency hystograms (Hz)

Рис. 77. Сопоставление разных видов аппаратуры по энергии и частоте возбужденных волн.

- a) Суммарная энергия, отнесенная к SR-II (по всей совокупности данных; обозначена высотой столбца и цифрой сверху), и распределение уловленных энергий волн по поляризации в %, по записям со взрывпункта *I* (снизу вверх: Верт., Гориз. $_{\perp}$, Гориз. $_{\parallel}$); энергия доски (D) и преобладающие частоты не смогли быть определены в связи с недостатком данных;
- b) Средневзвешенное из гистограмм пиковых частот (Гц).



a



b

78. ábra. Kísérleti szeizmogramok különböző összegzésszámmal. Geofonköz 5 m, mintavétel 0,5 ms (K: kalapács, V: villanyágyú)
 a) 70–300 Hz sávszűréssel
 b) 100–200 Hz sávszűréssel
- Fig. 78. Experimental seismograms with different number of records in summation. Geophone spacing: 5 m, sampling interval: 0.5 ms (K: hammer, V: electric sparker)
 a) Band-pass filter: 70–300 Hz
 b) Band-pass filter: 100–200 Hz
- Рис. 78. Опытные сейсмограммы, полученные разнообразным числом суммирований. Шаг — 5 м, отсчеты — через 0,5 мс (К — молот, V — электрическая пушка):
 а) сейсмограммы, полученные фильтрацией полосы 70–300 гц;
 б) то же, полосы 100–200 гц.

2.1.4 Az SD-16 szeizmikus terepi állomás kibővítése korrelátorral*

A magyar–német kooperációban készült SD-16 szeizmikus adatgyűjtő korrelátorral kiegészítve alkalmassá vált a vibrátoros mérések feladatainak ellátására (79. ábra). A korrelátor az ELGI-ben kifejlesztett, lebegőpontos LSPT típusú speciális processzoron alapul. Ez a processzor kiegészítve egy INTEL 8086 mikroprocesszoros vezérlővel és egy nagy félvezetős háttértárral látja el a korrelátor funkcióit. Az új INTEL 8086-os alapú vezérlő egy ponton keresztül kapcsolódik az SD-16-ot vezérlő mikroszámítógéphez.

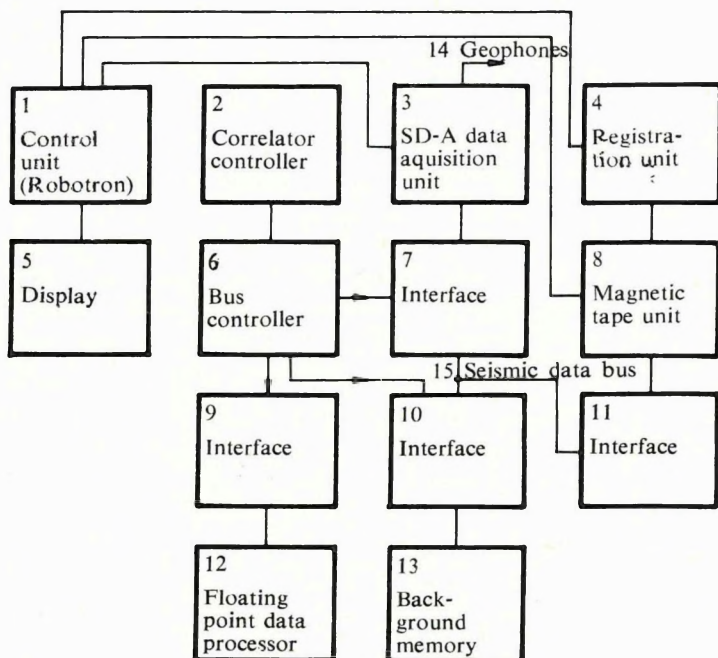
A korrelátor céljára továbbfejlesztett speciális processzor maximum 8K komplex adattömbig képes a Fourier-transzformációt elvégezni. A számítás során rögzített méretű adattömböket (0,5K, 1K, 2K, 4K és 8K) lehet választani. Kisebb adattömb esetén nullákkal tölti fel a korrelátor a tömböt és úgy számítja a transzformációt. A korrelátor műveletei: bemenet, kimenet, összegzés és korreláció (korreláció lehet összegzés előtt vagy után is), hasonlósági vizsgálat.

Az adatgyűjtés és a feldolgozás a következőképpen történik: a Robotron mikroszámítógép a csatornaszámtól, adathossztól és mintavételtől függően először az SD-A adatgyűjtő, majd a 8086 alapú korrelátor vezérlő egység paramétereit állítja be. (A 8086 vezérlő egység beégetett firmware alapján működik. A firmware-t HP 150 típusú számítógépen fejlesztették ki.)

A korrelátor vezérlő egysége a művelethez szükséges perifériák (SD-A adatgyűjtő, háttértár, LSPT típusú geofizikai processzor) paramétereit rögzíti, majd visszajelzi a Robotron mikroszámítógépnek, ha a korrelátor egység kész az adatgyűjtésre és a feldolgozásra.

* Komjáthy J., Lazarovits Gy., Méry T., Páhi L., Rajnai R.

Az eredmény mágnesszalagos egységen vagy az ERG típusú visszajátszón kiírható. A berendezés 24, 48 vagy 96 adatcsatorna feldolgozására képes. A felvételhossz 1 és 15 s között 1 s-os lépésekben választható. A mintavételi idő 1, 2 vagy 4 ms lehet.



79. ábra. A korrelátorral kibővített SD-16 szeizmikus terepi állomás felépítése

1 — vezérlőegység; 2 — korrelátor vezérlő; 3 — SD-16 adatgyűjtő; 4 — regisztráló; 5 — kijelző; 6 — sínrendszer vezérlő; 7 — illesztő egység; 8 — mágnesszalagos egység; 9–11 — illesztő egység; 12 — lebegőpontos műveleti egység; 13 — háttérmemória; 14 — geofonok; 15 — szeizmikus adatsín

Fig. 79. Block diagram of SD-16 seismic field system, extended by a correlator

Рис. 79. Коррелятор к сейсмостанции СД-16:

1 — блок управления; 2 — узел управления коррелятором; 3 — сейсмостанция СД-16; 4 — регистрирующее устройство; 5 — сигнализатор; 6 — узел управления системой шин; 7 — узел стыковки; 8 — узел с магнитной лентой; 9–11 — узел стыковки; 12 — узел операций с плавающей запятой; 13 — архивная память; 14 — сейсмоприемники; 15 — бус сейсмических данных.

2.2.1 Elektromágneses módszerfejlesztés

2.2.1.1 Az orientációs hibák vizsgálata és kiküszöbölése a Maxi-Probe rendszerű méréseknél*

A Maxi-Probe szondázások során a felszínen elhelyezett hurok által keltett elektromágneses tér függőleges és vízszintes komponensének arányát mérjük különböző frekvenciákon. Az adóhurok átmérője lényegesen kisebb az adó-vevő távolságnál, azaz mágneses dipólnak tekinthető. Ha a terep egyenetlenségei folytán ez a mágneses dipól nem merőleges a terep síkjára — pontosabban az adó és vevő által meghatározott, adó-vevő irányú dőlésű síkra —, akkor adó oldali orientációs hibáról beszélünk. Ha a vevőt szintezéssel függőleges helyzetbe állítjuk, akkor a felszín nullától különböző dőlése esetében a vevő nem lesz merőleges a felszínre. Ezt vevő oldali orientációs hibának nevezzük.

A vevő oldali korrekció során a függőleges helyzetű vevőn végzett mérésből elő tudunk állítani olyan adatokat, amelyeket a felszínre merőleges vevőn mérnénk [KARDEVÁN – PRÁCSER, 1984]. Ehhez azonban a H_z/H_r abszolút értékén kívül a fázis ismeretére is szükség van. Ha a vevő dőlése Φ , akkor H_z/H_r helyett a következő mennyiséget mérjük:

$$\frac{\frac{H_z}{H_r} \cos \Phi - \sin \Phi}{\frac{H_z}{H_r} \sin \Phi + \cos \Phi} = R_m, \quad (1)$$

ahol H_z és H_r komplex számok a függőleges mágneses dipól mágneses térerősségének komponensei, R_m a mért érték. Φ és R_m ismeretében H_z/H_r explicite kifejezhető. A vevő oldali korrekció alkalmazható akkor is, amikor az adó oldalon is orientációs hiba lép fel. Ekkor azonban az eredmények egy olyan mérésnek felelnek meg, amelyeket dőlt adó és a felszínre merőleges vevő esetén mérnénk.

Második lépésként el kell végezni az adó oldali korrekciót is. Az adó oldali korrekció lényegesen bonyolultabb a vevő oldali korrekciónál. A vevő oldali korrekció lényegében csak azt jelenti, hogy a mért értékeket egy elforgatott koordináta-rendszerben ábrázoljuk. Az adó oldalra vonatkozóan viszont nem

* Pracser E., Kardeván P.

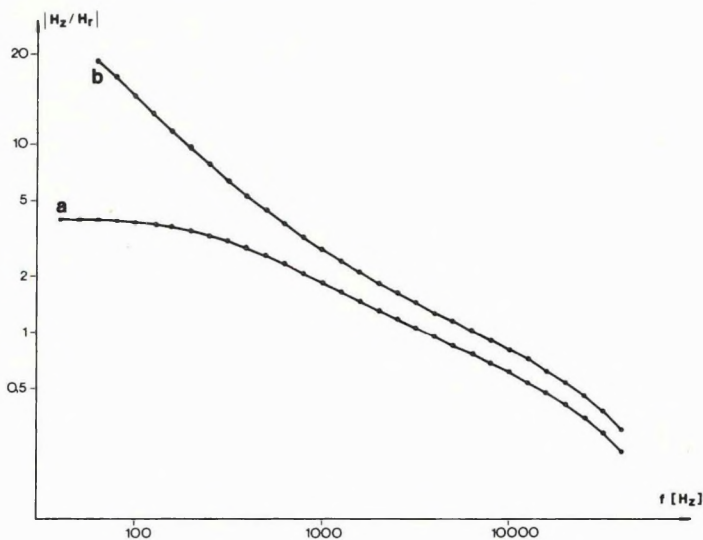
létezik olyan módszer, amely dőlt adó esetében valamely frekvencián mért értékből pontosan megadná azt az értéket, mint amelyet a felszínre merőleges adó-dipól esetén mérnénk. Az adó dőlése esetén ugyanis lényegesen megváltozik a kialakuló elektromágneses tér.

Ha az adó dőlése Θ , akkor a következő mennyiséget kapnánk a vevő oldali korrekció elvégzése után, avagy $\Phi=0$ esetben:

$$\frac{\frac{H_z^F}{H_r^F} + \operatorname{tg} \Theta}{1 - \operatorname{tg} \Theta \frac{H_r^V}{H_r^F}} = R_m. \quad (2)$$

A ferde adó-dipól egy függőleges és egy vízszintes dipól összegeként áll elő. Az F felső index a függőleges, a V index a vízszintes dipólra utal. Ebben az esetben H_z^F/H_r^F -t nem tudjuk előállítani R_m és Θ függvényeként.

Az adó oldali korrekció meghatározására egy lehetséges eljárás a görbeseregesees korrekció. A homogén féltér felszínén a különböző Θ -ra számított görbéket használjuk az adó oldali orientációs hibák kiküszöbölésére.



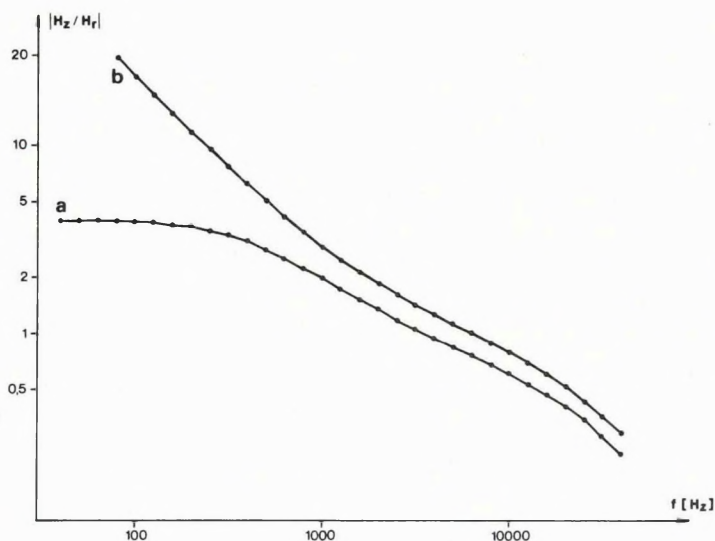
80. ábra. Homogén féltér felett mért frekvenciaszondázási görbe korrekciója
a — adó dőlése 3,49%, vevő dőlése 17,45%; b — korrigált görbe

Fig. 80. Correction of a frequency sounding curve measured over homogeneous half-space
a — transmitter tilt: 3.49%, receiver tilt: 17.45%; b — corrected curve

Рис. 80. Поправка кривой частотного зондирования, измеренной над однородным полупространством;

а) наклон передатчика — 3,49%, наклон приемника — 17,45%; б) исправленная кривая.

Az új, adó oldali korrekciós eljárás alapja a (2) képlet. Nehézséget jelent, hogy tetszőleges modell esetén nem ismerjük H_r^V/H_r^F -et. A korrekció nagy frekvenciákon kezdődik. Minden egyes frekvencián H_r^V/H_r^F -et ki kell számítani egy olyan homogén féltérre, amelynek fajlagos ellenállása megegyezik az eggyel nagyobb frekvencián számított látszólagos fajlagos ellenállással. Ekkor már H_z^F/H_r^F kifejezhető a (2) képlet segítségével, ami alapján egy újabb látszólagos fajlagos ellenállást számíthatunk, amely az adott frekvenciához tartozik. Ezután eggyel kisebb frekvenciára térhetünk át. Az eljárás kezdetekor a legnagyobb frekvencián szükség van egy látszólagos fajlagos ellenállásra. Ezt úgy kapjuk, hogy a (2) képlettel kiszámítjuk a dőlt adó és dőlt vevő esetére vonatkozó homogén féltér görbét és ennek alapján határozzuk meg a látszólagos fajlagos ellenállást a legnagyobb frekvencián mért értékre. Ez az eljárás közelítő jellegű, de ha a frekvenciák megfelelő sűrűségűek és az adó dőlése nem túl nagy, akkor a korrigált érték és a dőlésmentes mérés eredményének az eltérése nem haladja meg az egy százalékot.



81. ábra. Kétréteges féltér felett mért frekvenciaszondázási görbe korrekciója
a — adó dőlése 3,49%, vevő dőlése 17,45%; b — korrigált görbe

Fig. 81. Correction of a frequency sounding curve measured over a two-layer model

a — transmitter tilt: 3.49%, receiver tilt: 17.45%; b — corrected curve

Рис. 81. Поправка кривой частотного зондирования, измеренной над двухслойным полупространством;

а) наклон передатчика — 3,49%, наклон приемника — 17,45%; б) исправленная кривая.

Dőlt adó és vevő esetén a 80. ábrán látható egy homogén féltér felett mérhető H_z/H_r görbe (a) és az ebből, az ismertetett eljárással korrigált H_z/H_r görbe (b). Ez a korrigált görbe teljesen megegyezik azzal a görbével, mint amelyet függőleges helyzetű adó és vevő esetén mérnénk. A 81. ábra görbéi egy kétréteges féltér felett végzett mérés eredményei. A korrigált, és a függőleges helyzetű adó és vevő elrendezéshez tartozó görbék itt is megegyeznek.

Irodalom

KARDEVÁN P., PRÁCSER E. 1984: A topográfia hatása a Maxi-Probe EMR-16 berendezéssel végzett frekvenciaszondázásokra. Az ELGI 1983. Évi Jelentése, pp. 77-81.

2.2.1.2 Ferde réteghatár vizsgálata a Maxi-Probe mérési elrendezéssel*

Terepi tapasztalatok és fizikai modellezési eredmények alapján ismert, hogy vertikális mágneses dipól gerjesztésű frekvenciaszondázásoknál a réteghatárok ferdesége jelentős hatással van a mért elektromágneses térkomponensek értékére. E hatás vizsgálatához egy olyan egyszerű modellre (82. ábra) végeztünk számításokat, melyet az egydimenziós esetre kidolgozott matematikai formalizmus segítségével lehet vizsgálni. A vizsgált modell két véges vezetőképes-ségű, a dipól síkjához képest ferde helyzetű síkkal elválasztott féltérből áll. Ily módon eltekintettünk a levegő jelenlététől, de a számításokat olyan paraméterekre (például indukciós szám) végeztük, ahol ez az elhanyagolás kvalitatíve nem változtatja meg az eredményeket. Az összes paraméter (ϱ_1 , ϱ_2 , r , h , φ , frekvencia) függvényében vizsgáltuk az $\alpha=0$ és az $\alpha \neq 0$ esetben számított térértékek eltérését. A ferde réteghatár hatása minden térkomponensben megjelenik, a térkomponensek fázisában erősebben, mint az amplitúdóban, a hatás a dőlésszög növekedésével nő. Csapásirányú (y-irányú) terítésnél a hatás kis dőlésszögnél elhanyagolható. Dőlésirányú (x-irányú) terítéskor az adó és vevő felcserélésekor az E_φ és H_r komponensek értéke megváltozik, míg csapásirányú mérésnél az adó-vevő cserének egyik komponensben sincs hatása. E megállapítások alapján kidolgozható egy olyan mérési utasítás, amellyel terepen közelítőleg meghatározható a rétegdőlés iránya egy adott pontban, különböző irányokban végzett Maxi-Probe rendszerű szondázásokkal.

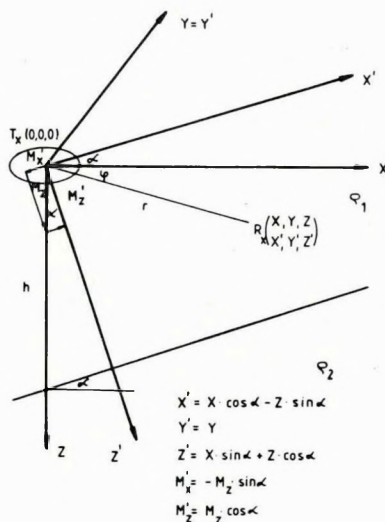
A 83. ábrán kétféle ellenálláskontrasztra ($\varrho_2/\varrho_1=0,5$, illetve 2) számított

$$R_N = \frac{R(\alpha=5^\circ)}{R(\alpha=0^\circ)} \quad \text{mennyiség}$$

látható a terítési szög (φ) függvényében, ahol $R=|H_z/H_r|$. A b és d görbék az adó-vevő cserével számított eredményeket mutatják. Normál elrendezésnél

* Varga M.

$\varphi=0^\circ$ -nál a vevő az adótól jobbra esik, és $\alpha>0^\circ$ -nál a vevő van közelebb a réteghatárhoz. Adó-vevő cserénél a $\varphi=180^\circ$ -nál kapott érték azért nem egyezik meg a normál elrendezésnél $\varphi=0^\circ$ -nál kapottal, mivel a két elrendezésnél más és más a vonatkoztatási pont. Látható, hogy az ellenálláskontrasztnek



82. ábra. Maxi-Probe mérési elrendezés

T_x — adó; R_x — vevő; (X, Y, Z) — eredeti koordináta-rendszer; (X', Y', Z') — elforgatott koordináta-rendszer; r — adó-vevő távolság; φ — terítési szög; h — a homogén feltételeket elválasztó sík és az adó távolsága; α — dőlésszög; ρ_1, ρ_2 — a két feltér ellenállása; M_z — az (X, Y, Z) rendszerbeli dipólmomentum; M'_x, M'_z — a dipólmomentum komponensei az (X', Y', Z') koordináta-rendszerben

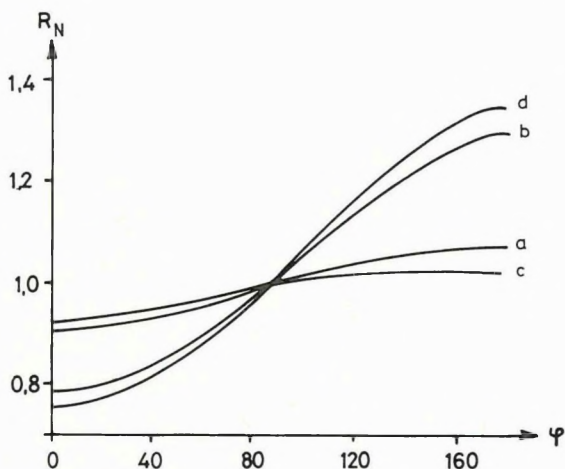
Fig. 82. The measuring arrangement of the Maxi-Probe system

T_x — transmitter; R_x — receiver; (X, Y, Z) — original coordinate system; (X', Y', Z') — rotated coordinate system; r — transmitter receiver separation; φ — azimuth; h — distance of transmitter from interface of the homogeneous half-spaces; α — dip angle; ρ_1, ρ_2 — resistivities of the two half-spaces; M_z — dipole moment in the coordinate system (X, Y, Z) ; M'_x, M'_z — components of the dipole moment in the coordinate system (X', Y', Z')

Рис. 82. Измерительная установка Макси-Проб:

T_x — передатчик; R_x — приемник; (X, Y, Z) — первичная система координат; (X', Y', Z') — повернутая система координат; r — расстояние между передатчиком и приемником; φ — угол установки; h — расстояние между передатчиком и плоскостью, разделяющей однородные полупространства; α — угол падения; ρ_1, ρ_2 — сопротивления двух полупространств; M_z — дипольный момент в системе (X, Y, Z) ; M'_x и M'_z — составляющие дипольного момента в системе координат (X', Y', Z') .

kicsi a hatása (az a és c , illetve b és d görbék együtt futnak). Csapásirányú mérésnél ($\varphi=90^\circ$) nincs szerepe a dőlésnek. Több terítési irányú mérésnél az az adó-vevő irány adja meg a közelítő csapásirányt, amelynél az adó-vevő csere minimális változást okoz a mért R mennyiségben. Ha az így meghatározott irányra merőleges irányban végzett mérés során adó-vevő csere után csökken az R értéke, úgy a határfelület az eredeti elrendezés szerinti vevőtől az adó felé mélyül, míg R növekedésekor a határfelület a vevőtől az adó felé emelkedik.



83. ábra. Az $R_N = \frac{R(\alpha=5^\circ)}{R(\alpha=0^\circ)}$ mennyiség terítési szögtől való függése kétféle ellenálláskontrasztnál, normál és adó-vevő cserével kapott elrendezésnél ($R=|H_z/H_r|$)

$a - \varrho_2/\varrho_1=0,5$; $b - \varrho_2/\varrho_1=0,5$ adó-vevő csere; $c - \varrho_2/\varrho_1=2$; $d - \varrho_2/\varrho_1=2$ adó-vevő csere

Fig. 83. Dependence of the quantity $R_N = \frac{R(\alpha=5^\circ)}{R(\alpha=0^\circ)}$ on the azimuth at two different resistivity contrasts with normal- and reversed positions of the transmitter and the receiver ($R=|H_z/H_r|$)

$a - \varrho_2/\varrho_1=0,5$; $b - \varrho_2/\varrho_1=0,5$ reversed position of transmitter and receiver; $c - \varrho_2/\varrho_1=2$; $d - \varrho_2/\varrho_1=2$ reversed position of transmitter and receiver

Рис. 83. Зависимость величины $R_N = \frac{R(\alpha=5^\circ)}{R(\alpha=0^\circ)}$ от угла установки при двух разных соотношениях сопротивлений, при установках, полученных переменой передатчика и приемника местами ($R=|H_z/H_r|$); при разных соотношениях сопротивлений ϱ_2/ϱ_1 :

$a - \varrho_2/\varrho_1=0,5$; $b - \varrho_2/\varrho_1=0,5$, переменна передатчика и приемника местами; $c - \varrho_2/\varrho_1=2$; $d - \varrho_2/\varrho_1=2$, переменна передатчика и приемника местами.

2.2.1.3 Az eltolódási áramok hatásának vizsgálata*

Kis mélységű (néhány m-es kutatási mélységű) frekvenciaszondázások esetén nagy frekvenciákat (~ 1 MHz) kell használni. Ekkor az eltolódási áramok elhanyagolása mind az elméleti görbék számításánál, mind a mérési eredmények kiértékelésénél már komoly hibát okozhat. Ugyancsak problémát jelenthet a fenti elhanyagolás akkor is, ha a felszínközeli közet nagyon nagy fajlagos ellenállású, ami külföldi méréseinknél (például Finnországban) gyakran előfordul. Ezért a Maxi-Probe módszernél használt vertikális mágneses dipólussal történő gerjesztés esetén számítógépes program segítségével vizsgáltuk az eltolódási áramok hatását és elhanyagolhatóságának feltételeit.

Az elméleti számításoknál az eltolódási áramok figyelembevétele azt eredményezi, hogy még homogén féltér esetén sem lehet analitikus formulákkal meghatározni az egyes térkomponenseket, hanem csak az úgynevezett lineáris szűrőelmélet alapján végzett numerikus integrálás segítségével. Nagy frekvenciákon az eltolódási áramok minden térkomponenst (egydimenziós esetben ez az E_φ , H_r és H_z komponenst és a Maxi-Probe műszerrel mért $|H_z/H_r|$ mennyiséget jelenti) módosítanak, a fázisokat erősebben, mint az amplitúdókat. Az eltolódási áramok hatását vagy a mérések kiértékelésekor kell figyelembe venni, vagy a mérési paramétereket kell úgy megtervezni, hogy ez a hatás minél kisebb legyen. A kiértékelés pontossá tételéhez egy új, az eltolódási áramokat is figyelembe vevő ellenállás-mélység transzformációt kívánunk kidolgozni, míg a mérések tervezéséhez görbeseregeket konstruáltunk (84. ábra).

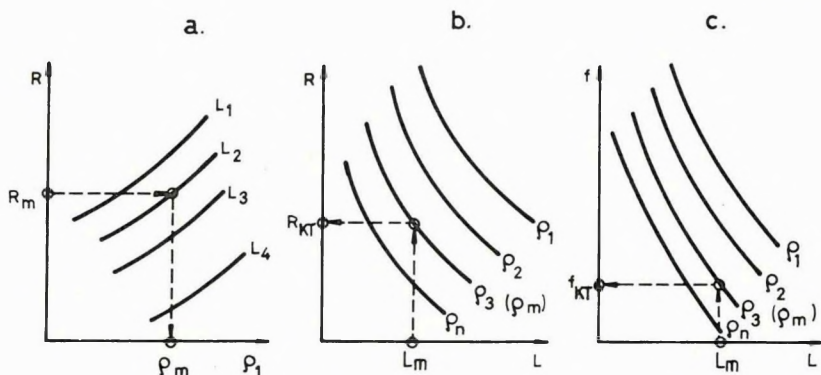
A görbeseregek előállításakor a homogén féltér esetére szorítkoztunk. Ez nem jelent különösebb elhanyagolást, mivel az első réteg vizsgálatához kell a nagyobb frekvenciákat használni, így az eltolódási áramoknak itt van a legnagyobb szerepük. Egy-egy görbesereg sorozatot egy-egy ε -ra (dielektromos állandóra) számítottunk ki. A leggyakrabban előforduló közetek dielektromos állandója elég szűk tartományban ($\varepsilon \sim 5-15$) mozog, így csak néhány ilyen sorozatra van szükség. A méréseknél ismertnek tételezzük fel az ε értékét és egy elég nagy frekvencián megmérjük az $R = |H_z/H_r|$ mennyiséget.

A mérésekhez tartozó adó-vevő távolság (L_m) ismeretében a 84/a ábrán bemutatott görbesereg alapján meghatározzuk az első réteg fajlagos ellenállását (ϱ_m). A 84/b és a 84/c ábra görbeseregén azokat az R értékeket, illetve f frekvenciákat ábrázoltuk, amelyeknél egy adott ε érték esetén az eltolódási áramok figyelembevételével, illetve az azok elhanyagolásával számított R értékek normált eltérése (Δ egy előre megadott kis szám)

$$\frac{R(\varepsilon) - R(\varepsilon=0)}{R(\varepsilon=0)} \leq \Delta.$$

* Varga M.

Ily módon a 84/a görbeseregéből meghatározott ϱ_m és a mérésnél használt L_m -hez 84/b segítségével meghatározható az a kritikus R_{KT} érték, amelynél kisebb R mérésekor az eltérés már nagyobb, mint Δ , míg a 84/c görbeseregéből az a kritikus frekvencia (f_{KT}) határozható meg, amelynél nagyobb frekvenciáknál az eltérés nagyobb mint Δ .



84. ábra. Maxi-Probe mérések paramétereinek tervezése rögzített dielektromos állandó és az eltolódási áramok elhanyagolásából származó rögzített hiba mellett

a) Az első réteg fajlagos ellenállásának (ϱ_m) meghatározása

b) A kritikus $R = |H_z/H_r|$ érték meghatározása: $R_{\text{mérhető}}$ ha $> R_{KT}$

c) A kritikus frekvencia meghatározása: $f_{\text{használható}}$ ha $< f_{KT}$

L — adó-vevő távolság; ϱ_1 — a homogén félterület fajlagos ellenállása

Fig. 84. Designing of Maxi-Probe measuring parameters for a given dielectric constant and for a given error resulting from neglecting displacement currents

a) Determination of resistivity (ϱ_m) of the first layer

b) Determination of the critical value of $R = |H_z/H_r|$:

$R_{\text{measurable}}$ if $> R_{KT}$

c) Determination of critical frequency: f_{usable} if $< f_{KT}$

L — transmitter-receiver separation; ϱ_1 — resistivity of the homogeneous half-space

Рис. 84. Выбор параметров измерений Макси-Проб при фиксированном значении диэлектрической постоянной и при фиксированной ошибке, связанной с пренебрежением сдвиговыми токами.

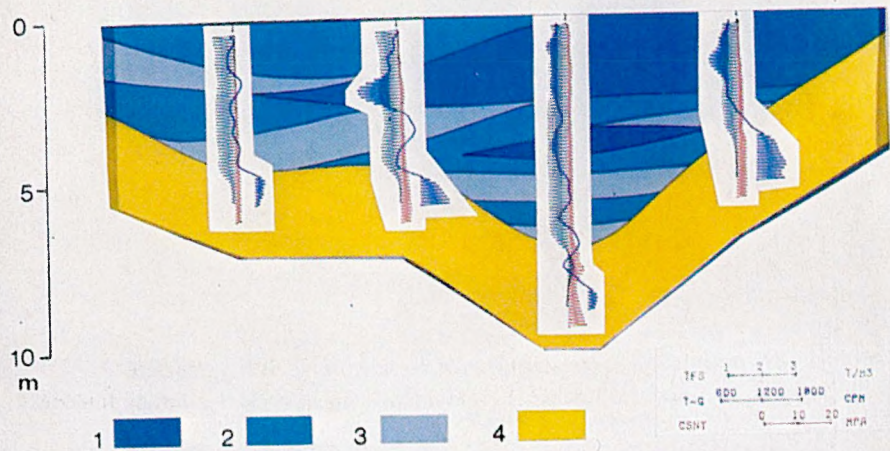
a) Определение удельного сопротивления первого слоя (ϱ_m);

b) Определение критического значения $R = |H_z/H_r|$:

$R_{\text{измеряемое}}$ при $> R_{KT}$;

c) Определение критической частоты: $f_{\text{используемое}}$ при $< f_{KT}$;

L — расстояние между передатчиком и приемником; ϱ_1 — удельное сопротивление однородного полупространства.



85. ábra. A mónosbéli széniszaptározót harántoló szelvény részlete

A széniszap: 1 — magas fűtőértékű; 2 — közepes fűtőértékű; 3 — alacsony fűtőértékű; 4 — természetes állapotban települt fekvőképződménye

Fig. 85. Detail of cross section of the coal slurry reservoir in Mónosbél

The coal slurry is of: 1 — high calorific value; 2 — medium calorific value; 3 — low calorific value; 4 — its original bedrock

Рис. 85. Характерный фрагмент профиля через хранилища угольного шлама в Моношбеле (Северная Венгрия):

1 — угольный шлам высокой теплотворной способности; 2 — то же, средней; 3 — то же, низкой; 4 — коренные породы ложа.

2.2.2 Mérnökgeofizikai vizsgálatok tározott széniszap mennyiségének és minőségének meghatározására*

A Borsodi Szénbányák mintegy három évtizedes termelés során az osztályozóból származó, vízzel elárasztott szénport egy völgyzárógáttal elzárt völgy felső szakaszára juttatták. Ez a széniszap folyamatosan konszolidálódott és különböző mértékben kiszikkadt, így a tározótérben egymástól eltérő konszisztenciájú zagytömbök alakultak ki. A különböző minőségű szenek osztályozásakor keletkezett, időben és térben változóan kijuttatott zagy különböző fűtőértékű rétegek formájában rakódott le.

A széniszap jelenlegi állapotában porózus téglá gyártására hasznosítható, de az értékesítési ár nagymértékben függ attól, hogy fűtőérték szerint minősítve tudják-e szállítani. Ezért a széniszap minőségi eloszlásának és térfogatának, illetve tömegének ismerete alapvetően gazdaságossági kérdés.

A Mátraaljai Szénbányák az ELGI Mérnökgeofizikai Osztályát bízta meg azzal a feladattal, hogy a tározótérben olyan módszerrel végezzen kutatást, amelynek eredményeként meghatározza a tározott széniszap területi kiterjedését, térfogatát, tömegét, rétegzettségét és a rétegek minőségét.

A kutatási feladatot a mérnökgeofizikai szondázás módszerével oldottuk meg (részletes leírást lásd ELGI 1978. Évi Jel. 37–39. old.), a következő feltételezésekkel:

- a vízből leülepedett széniszap „in situ” térfogatsúlya lényegesen kisebb természetes településben levő fekvőjénél;
- természetes gamma aktivitása szerint a széniszap rétegzettsége és minősége meghatározható;
- a tározótér természetes aljzatát a mechanikai paraméterek megnövekedett értékei jelzik.

A terepi mérési pontokat hálózat mentén telepítettük. A mérnökgeofizikai szondázási pontok 25%-án, 50–60 cm mélységből széniszap mintát vettünk. Laboratóriumi vizsgálattal határoztuk meg a mintaanyag nedvesség-, hamu-, hidrogén-, összes karbon-, éghető kén- és káliumoxid-tartalmát, valamint égéshőjét, fűtőértékét és száraz, hamumentes égéshőjét.

A különböző fizikai paraméterek mérési adataiból megállapítottuk, hogy a széniszap in situ térfogatsúlya 0,30–0,50 t/m³ értékkel kisebb, mint a fekvőé (85. ábra). Ennek az egyetlen paraméternek az ilyen mértékű változása már elégséges a haszonanyag mélységi és területi kiterjedésének, vagyis térfogatának és tömegének meghatározásához.

A természetes gamma aktivitásadatok arra utalnak, hogy a széniszap összlet erősen tagolt és nagy minőségi változásokra lehet számítani, hiszen egy MGSz

* Dobrovolni K., Fejes I.

feltáráson belül kétszeres értékek is előfordulnak. A völgyfenék agyagos képződményei a γ -szelvényeken határozott pozitív anomáliával jelentkeznek. A csúcsnyomás növekvő értékekkel alátámasztja a nukleáris paraméterek által jelzett agyagos fekvő kijelölését.

A széniszap minősítését a terepen mért természetes gamma aktivitásértékek és a laboratóriumi vizsgálati eredmények összevetéséből készített diagramokra alapozzuk. Ismert, hogy a hazai üledékes kőzetek γ -aktivitását döntően a K^{40} izotóptartalom határozza meg. Ez pedig K_2O formájában — a meddő döntő többségét képviselő — agyakokban jelenik meg nagyobb koncentrációban. Így a széniszap minősége, azaz fűtőértéke a γ -aktivitás növekedésével csökken (86. ábra). Ezen összefüggések részletes vizsgálatának eredményeként határoztuk meg a fűtőérték–természetes gamma függvénykapcsolatot, vagyis a

$$Q_i = e^{b(g - G_A)} \quad \text{összefüggést,}$$

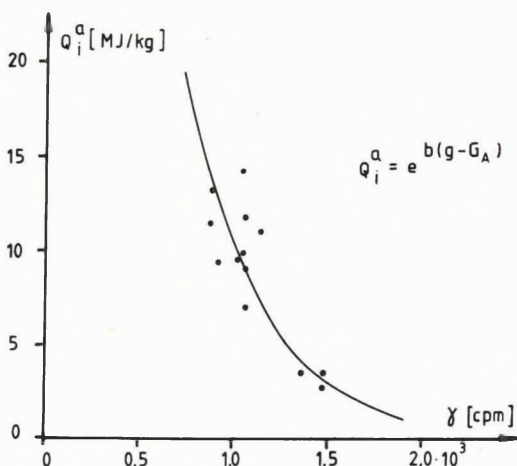
ahol a Q_i a fűtőérték (MJ/kg),

G_A az egységnyi fűtőértékhez tartozó γ -aktivitás (1960 cpm),

g a mért γ -aktivitás (cpm),

$b = -2,462 \cdot 10^{-3}$ (állandó).

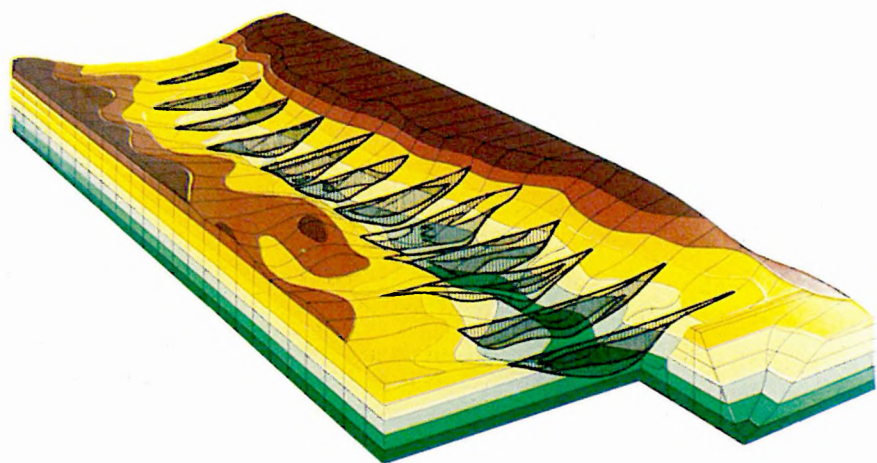
Ez az összefüggés az alkalmazott nukleáris szondával mért γ -értékek esetén érvényes. Az 1000 cpm körüli értékek az I. és II. osztályúnak minősíthető széniszapra jellemzők.



86. ábra. A széniszap fűtőértékének és γ aktivitásának függvénykapcsolata

Fig. 86. Relationship between the calorific value of the coal slurry and its γ -activity

Рис. 86. Функциональная зависимость между теплотворной способностью и гамма-активностью угольного шлама.



87. ábra. A tározótér minősített keresztmetszévényei. A vonalkázás sűrűsége a széniszap minőségével arányos

Fig. 87. Qualified cross sections of the reservoir area. Density of hatching is proportional to quality of coal slurry

Рис. 87. Поперечные разрезы хранилища с обозначением качественных параметров угольного шлама. Густота штриховки соответствует качеству угольного шлама.

A kutatás eredményeként megszerkesztettük a tározótér minősített kereszt-szelvényeit (87. ábra), a haszonanyag térfogatáról és tömegéről a szükséges információt megadtuk.

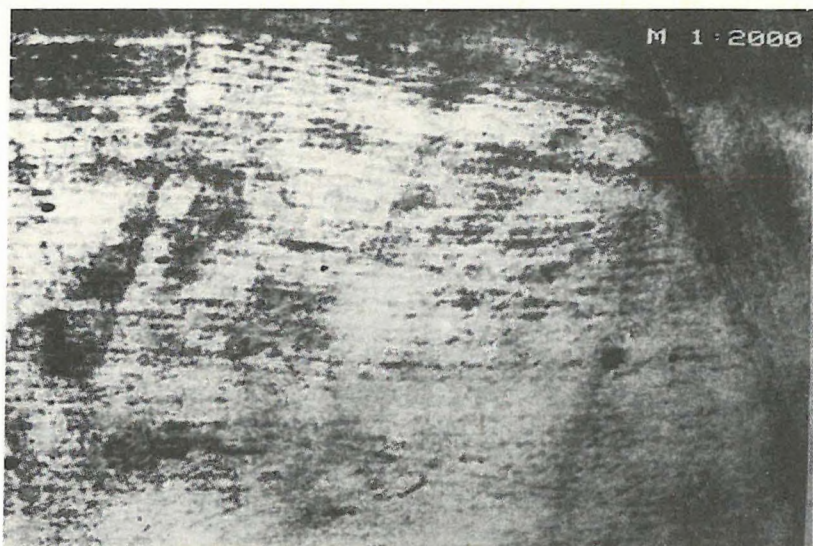
2.2.3 Geofizikai mérések a régészet szolgálatában*

Régészeti–geofizikai leletfelderítési munkáink során az elmúlt két évben is több területen végeztünk többnyire egyenáramú ellenállásszelvényezést és földmágneses mérést. Komoly erőfeszítéseket tettünk új módszerek bevezetésére, így például az elektromágneses vezetőképességet mérő berendezés (EM-31) alkalmazásától az egyenáramú ellenállásmérés helyettesítését reméljük.

Egyik munkánk a *Túrkevétől DK-re*, meliorációs célból készült légifotosorozaton fölfedezett, négyszögletes objektum (88. ábra) geofizikai kutatása volt. A fényképen kirajzolódó szabályos alakzat méretei és elhelyezkedése, valamint a kinagyított kép alapján a belső szerkezetről alkotható elképzelés megegyezik számos, a Dunántúlról ismert római kori erőd hasonló jellegzetességeivel. Ennek a feltehetőleg földsánc határolta négyszögletes objektumnak az ÉK-i sarkán végeztünk egyenáramú ellenállás-térképezést, hogy a sarok pontos helyét meghatározzuk. Az egymásra merőleges terítési irányokban lemért térképeken a mérési irányra merőleges földsánccszakasz hatását kerestük. Mivel a nyers adatokból szerkesztett anomáliatérképről ez nem volt leolvasható, többféle matematikai szűrővel próbáltuk az adatrendszerből a keresett információt kiemelni. Simító- és felüláteresztő-, normál- és maradék-, valamint élkkiemelő szűrők forgatásával, hosszas kísérletezés után kaptuk meg a 89. ábra térképét, amelyen a keresett (nagyjából K–Ny) irányú földsánc elhelyezkedése már követhető. Ezt az irányt — értelmezésünk szerint — az elforgatott kettős élkkiemelő maradékszűrővel kapott térkép nagy gradiensei jelölik ki. Ezt az értelmezést jelenleg ellenőrzik sekély fúrásokkal.

Jászdózsa határában, *Négyszálláson*, egy középkori jász település területén már két éve végzünk geofizikai méréseket. Itt különösen nagy szükség van az ásatásokat megelőző kutatásokra, mert a település legalább 2 km hosszú. Feltűnt, hogy az ellenállás-maximumok mérete és elhelyezkedése hasonló képet mutat, mint egy középkori falu háza. Magyarázat lehet erre az, hogy — bár a házak földből épültek — majd mindegyikben volt kőből rakott tűzhely. Ezidáig két ilyen zónát ellenőriztünk ásatással, az elképzelést mindkettő igazolta. Az egyenáramú ellenállás szelvényezés térképének egy kis részletét mutatja a 90. ábra A térképe. Az e térkép alapján kitűzött 4×4 méteres ásatási szelvényben egy kőkemencés XIV. századi lakóházat sikerült feltárni (91. ábra).

* *Pattantyús-Á. M.*



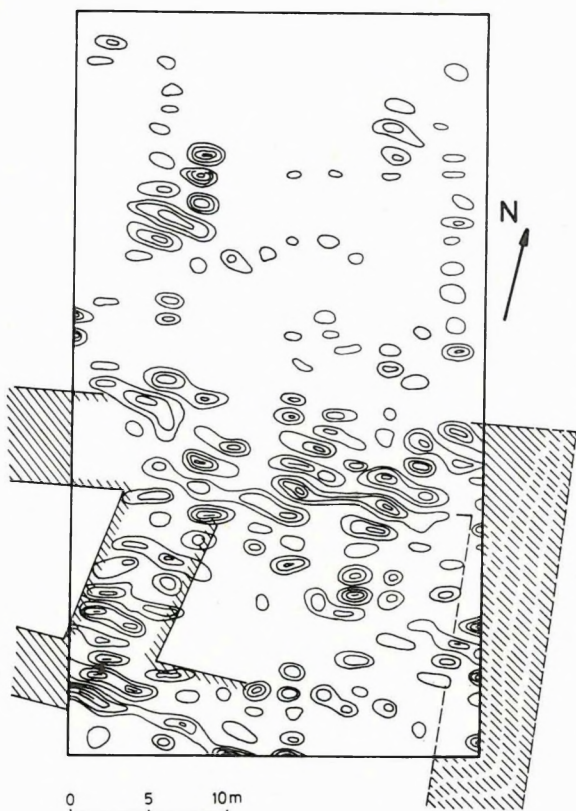
88. ábra. A meliorációs kutatás céljából készült légifotón fölfedezett szabályos alakú, négyszögletes objektum képe (Túrkeve). Az alakzat méretei és elhelyezkedése római kori földsáncra utalnak

Fig. 88. View of a rectangular object discovered on aerial photo taken for melioration purposes (Túrkeve). Dimensions and location of the feature suggest an earth embankment of Roman age

Рис. 88. Изображение четырехугольного объекта (Туркеве) правильной формы, обнаруженного на аэрофотоснимке, полученном при съемке в целях мелиорации. Положение и размеры объекта напоминают земляное укрепление римского времени.

Az árambevezető és mérőelektródák használata miatt kissé nehézkes és kevésbé termelékeny egyenáramú ellenállás szelvényezést próbáljuk meg helyettesíteni az elektromágneses vezetőképesség-mérő berendezés (EM-31) alkalmazásával. Bár ez a módszer elsősorban a kisebb ellenállású képződményekre érzékeny és a műszer kutatási mélysége is nagyobb a régészeti objektumokénál, mégis sikeresnek mondható kísérleti méréseket végeztünk Jászdózsán. Ebben nagy szerepe van a műszerrel kapcsolatos elméleti és gyakorlati fejlesztéseknek. A több magasságban és kétféle műszerhelyzetben való mérés által a kutatási mélység változtatható. A látszólagos ellenállás számításának megoldása lehetővé teszi ezen mérések magasságtól független összehasonlítását, sőt gradiensszámításra is lehetőséget ad. Ez az ellenállás-maximumok kiemelését segíti elő. A 90. ábra *B* térképe, amelyet fekvő műszerhelyzetben a földfelszínen mértünk, az *A* térkép maximumát csak elmosódottan jelzi, míg az 1 és 0 méteres magasságú mérésekből számított gradienstérkép (90. ábra, *C*) már

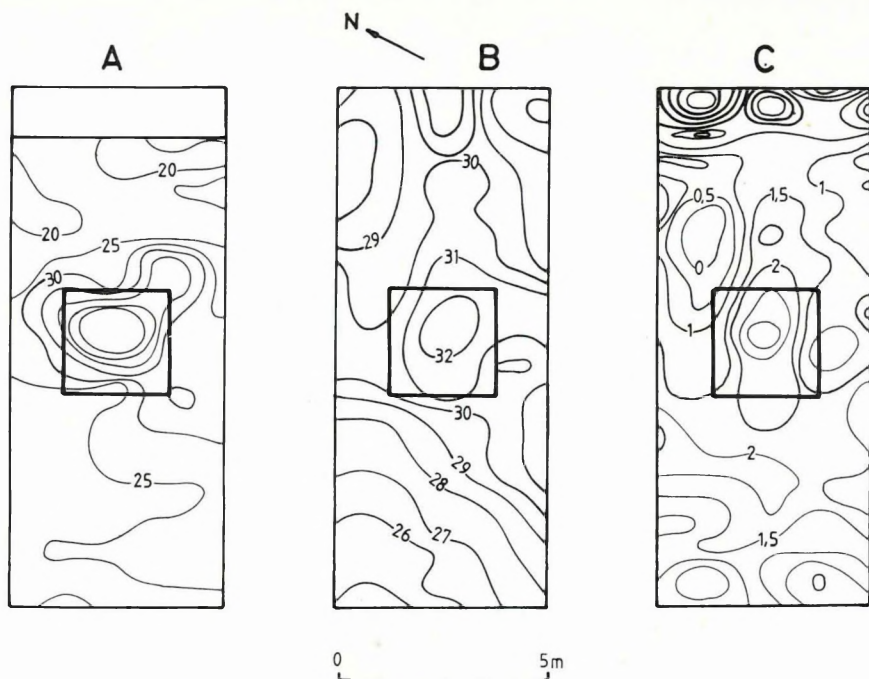
egyértelműen jelzi a hatót. A módszer régészeti célú alkalmazhatóságáról korai lenne ennyi mérés alapján véleményt nyilvánítani, az eredmények azonban biztatók.



89. ábra. A légifotón látható objektum ÉK-i sarkán mért egyenáramú fajlagos ellenállásadatok elforgatott, kettős élkiemelő maradékszűrővel kezelt térképe, amelynek nagy gradiensei az objektum falának irányát jelölik ki (Túrkeve)

Fig. 89. Map of dc resistivity data measured at the NE corner of the feature of the aerial photo, filtered by rotated double edge enhancing residual filter. High gradients indicate direction of the wall (Túrkeve)

Рис. 89. Карта удельного сопротивления результатов измерений, проведенных в ЮВ-ном углу наблюдаемого на аэрофотоснимке объекта. Большие градиенты карты, полученной с применением повернутого двойного усиливающего перегибы остаточного фильтра (Туркеве).



90. ábra. Középkori (XIV. századi) jász településen mért ellenállás térképek (Jászdózsa–Négyszállás, az ásatás helye körbehatárolva)
- A) Az egyenáramú ellenállás szelvényezés térképének részlete
 - B) Az elektromágneses vezetőképesség-mérő műszerrel mért értékek látszólagos ellenállásának térképe
 - C) Az 1 m és 0 m magasságban, fekvő műszerhelyzetben mért elektromágneses ellenállásadatok függőleges gradiens térképe

Fig. 90. Resistivity maps measured over a medieval (14th century) Jazygian settlement (Jászdózsa–Négyszállás, square: site of dig)

- A) Detail of the dc resistivity map
- B) Apparent resistivity map obtained from measurements with the electromagnetic conductivity measuring instrument
- C) Vertical gradient map resulting from measurements with horizontal instrument position, at heights of 1 m and 0 m

Рис. 90. Карты сопротивлений, измеренные на участке средневекового (XIV. век) поселения народа ясов (Ясдожа, Нэдьсалаш). (Четырехугольником обозначен участок раскопок).

- A) Фрагмент карты сопротивлений электропрофилирования на постоянном токе.
- B) Карта кажущихся сопротивлений этого участка, полученная измерениями с прибором ЕМ-31, измеряющим электромагнитную проводимость.
- C) Карта вертикальных градиентов электромагнитных сопротивлений в лежащем положении прибора на высотах 0 и 1 м.



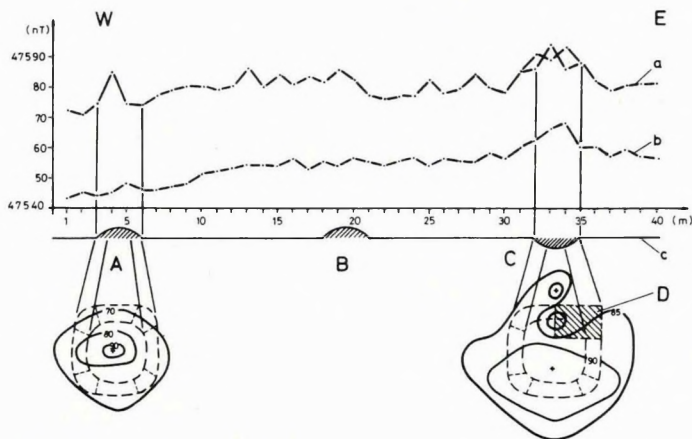
91. ábra. Az egyenáramú ellenállásmérések alapján kitűzött 4×4 méteres kutatógödörben feltárt XIV. századi, kőkemencés lakóház képe (Jászdózsza–Négyszállás)

Fig. 91. A 14th century house with stone kiln (Jászdózsza–Négyszállás) found in an excavation of 4 by 4 m, located by dc resistivity measurements

Рис. 91. Изображение жилого дома с каменной печью XIV века (Ясдожа, Нэдьсалаш), вскрытого расчисткой 4×4 метра, намеченной на основе измерений сопротивлений на постоянном токе.

Az 1986. év jelentős eseménye volt, hogy 40 év után ismét hazakerülhettek a nyíregyházi önkéntes tűzoltóegyesület értékes relikviái, amelyek felkutatását geofizikai mérésekkel segítettük elő. A többségében ezüst tárgyakból álló kincset Ausztriában, Linz közelében 1944-ben rejtették el egy barakktábor szemetesgödrének aljába. A sikeres kutatást az a komplex tudományos munka tette lehetővé, amelyhez a történelmi adatgyűjtés, a régészeti terepbejárás és szakemberi megfigyelések mellett a geofizikai mérések is hozzájárultak. Mágneses mérést végeztünk néhány szelvény mentén, amelynek célja a régészeti megfigyelések alátámasztása volt: a relikviákat rejtő szemetesgödör azonosítása. A 92. ábra mutatja a mágneses szelvényt és a kisebb területi felmérések térképeit. A szelvényen is és a térképen is a felszíni szemétdomb (A) csúcsos, felszínközeli hatót jelez, a szemétdögör (C) kiterjedt, határozott anomáliája pedig a nagy mennyiségű elásott fém- és egyéb hulladékokra utal. (A B objektumon a szelvény alapján nem végeztünk területi felmérést.) Ezen mérések alapján sikerült eldönteni, hogy hol érdemes ásatásokat végezni. A feltárás során segítségünkre volt egy kis behatolóképeségű (0,5 m) fémkereső berendezés is. A 93. ábra a megtalált kincsek néhány jellegzetes darabját mutatja.

A türkevei mérések régészeti szakértője Erdélyi Balázs, Jászdozsán a régészeti szakember dr. Selmeczi László, a nyíregyházi tűzoltókincsek felkutatásának régészeti vezetője dr. Németh Péter, akiknek ezúton fejezzük ki köszönetünket együttműködésükért. Az ausztriai expedíció költségeit a Művelődésügyi Minisztérium fedezte.



92. ábra. Különböző érzékelő magassággal (a: 1,8 m, b: 2,4 m) mért mágneses szelvények és az ezek alapján kitűzött területi mérés eredménytérképei (Berg, Ausztria) (c: a felszín vázlatos rajza)

A — felszínközeli szeméthalom; B — topográfiai magaslat; C — a szemétgödör bemélyedése (szaggatott vonal a domb, illetve gödör külső és belső kerülete, vonalkázva a kincsesláda elhelyezkedése a gödörben, mintegy 2 m mélyen)

Fig. 92. Magnetic profiles measured with different sensor heights (a: 1.8 m, b: 2.4 m) and the resultant maps (Berg, Austria) of the areal measurements (c: schematic profile of the surface)

A — shallow garbage heap; B — topographic elevation; C — depression of a refuse pit (dotted line: external and internal perimeters of the hill and the pit, respectively; hatched area: position of the box containing the treasures in the pit at a depth of about 2 m)

Рис. 92. Магнитные профили по данным измерений при различных высотах (а: 1,8 м, б: 2,4 м) расположения прибора и результаты соответствующих площадных измерений (Берг, Австрия) (с: схематический план поверхности).

A — куча мусора вблизи поверхности; В — возвышение в рельефе; С — углубление мусорной ямы (пунктирной линией показаны внутренняя и внешняя периметры мусорных ям и кучи; заштриховано положение ящика с кладом на глубине 2 метра).



93. ábra. Az 1896-os és 1905-ös tűzoltóversenyen nyert ezüst serlegek

Fig. 93. Silver cups won in the firemen competition in 1896 and 1905

Рис. 93. Серебряные кубки — призы состязаний пожарников в 1896 и 1905 гг.

2.2.4 Számítógépes adatfeldolgozás és szénvagyonbecslés a Máza-Dél-Váralja-Dél feketekőszén területen*

A címben megjelölt feladatot — a KFH kezdeményezésére — az ELGI HP 9845, illetve R-35 számítógépére kidolgozott Kutatási Információs Rendszer (KIR), illetve Számítógépes Térképrajzoló Rendszer (SZTR) segítségével oldottuk meg. A KIR és a számítógépes adatfeldolgozás földtani-geofizikai kutatásban való alkalmazási lehetőségeinek rövid ismertetése az 1979. és az 1982. Évi Jelentésekben (58–61., ill. 124–131. oldal) már megjelent. A következőkben az 1981 óta folyamatosan végzett munkálatok befejezéséről adunk számot.

* Kelemen Z., Tóth Cs.

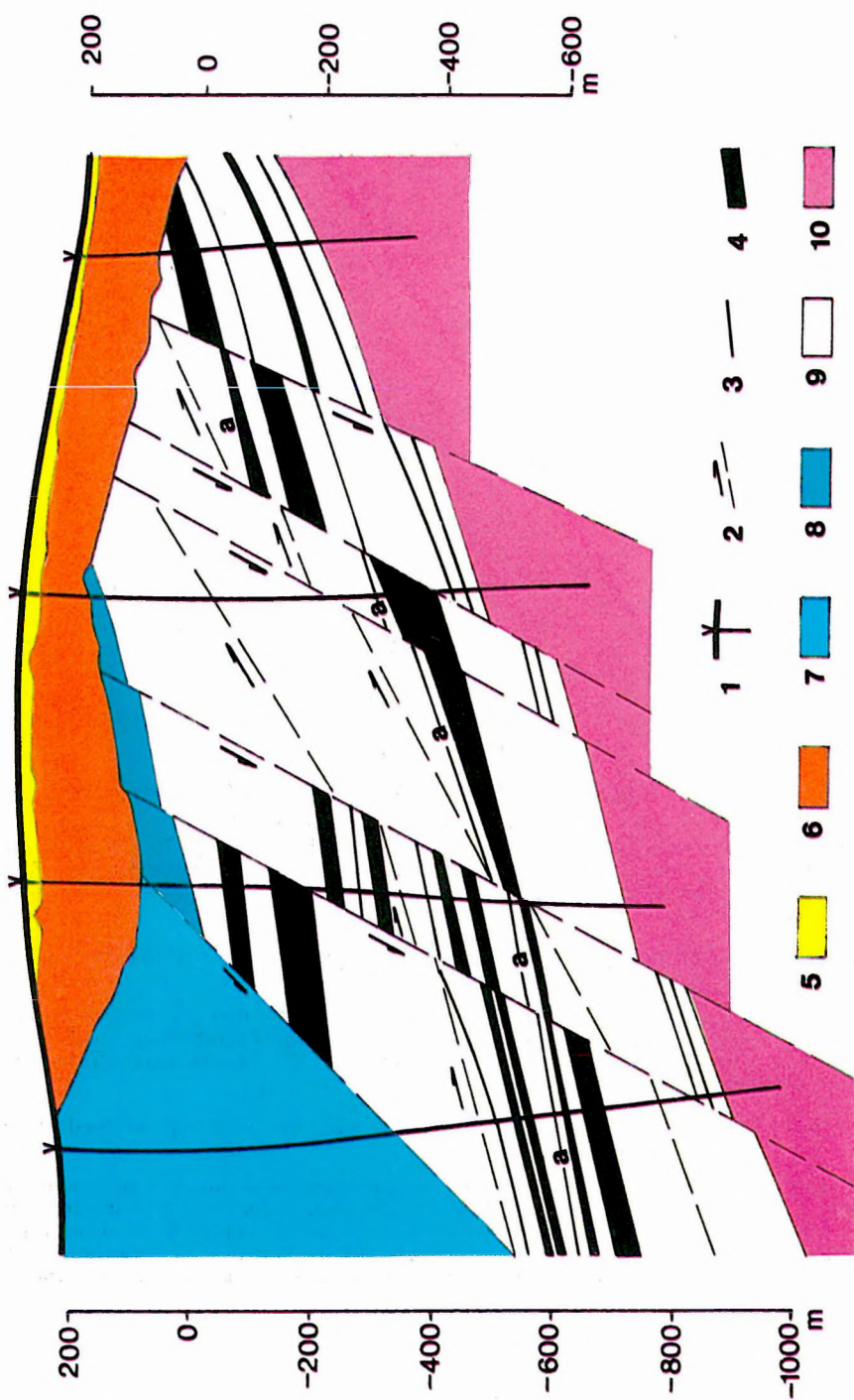
1986-ra elkészült a terület felderítő fázisú kutatásának összefoglaló jelentése. Az adatbázist minden területen, a megfelelő sajátosságokhoz igazodva lehet létrehozni. A mázai területen az adatok igen nagy mennyisége és mélyfúrásonként eltérő volta szükségessé tette egy változó hosszúságú adatsorokat tartalmazó segédadatbázis létrehozását. Ezenkívül a rendszert ki kellett egészíteni új kezelő programokkal, különböző számító- és megjelenítő alprogramok egész sorával.

A mélyfúrások adatait tartalmazó adatbázis alapidokumentációja és egyszerűsített a számítógépes feldolgozás legfontosabb, mennyiségi adatokat tartalmazó kimenetei a kinyomtatott adatlapok. A zárójelentés három kötete tartalmazza a 82 fúrással és fúrásonként mintegy 25 telepre vonatkozó alapadatokat és értékelő lapokat, amelyek tartalma a következő:

- a *fúrásértékelő lapon* egyrészt a mélyfúrások legfontosabb adatait és a fúrásszelvény 1:10 000 léptékű grafikus vázlatát, másrészt táblázatos formában 100 m-es mélységközönként és különböző dőléstartományonként a széntelepek (1982. Évi Jelentés, 75. ábra) adatait írtuk ki;
- a *telepcsoport adatlapon* a telepekre vonatkozó vastagsági és szénminőségi adatokat írtuk ki. A fúrásszelvény produktív szakaszát 1:10 000-es léptékben ábrázoltuk, mellettük a minőségi paramétereket (pl. hamutartalom, fűtőérték, illóanyag-tartalom, kéntartalom stb.) tüntettük fel (1982. Évi Jelentés, 77 ábra);
- a *kokszolhatósági adatlapok* a 8 féle kokszolhatósági kategóriába sorolt adatokat tartalmazzák. A produktív rétegek minősítési adatainak térfogatsúllyal és vastagsággal súlyozott átlagolással összevont adatai kerültek az adatbázisba (1982. Évi Jelentés, 78. ábra);
- a *ferdeségértékelő adatlap* a fúrásban mért adatok valódi térbeli helyét jelzik; a program már a valódi helykoordinátákkal számol (1982. Évi Jelentés, 76. ábra).

A fúrási adatbázis tartalma alapján előállíthatók másféle grafikus megjelenítések is. Így pl. földtani metszet, geofizikai szelvény, térképi és háromdimenziós megjelenítések. A zárójelentés szelvényeinek és térképeinek alapját számítógéppel rajzoltuk meg, minden további szerkesztés ezeken történt (lásd 94. ábra). A programrendszer egyik figyelemre méltó eleme a szintvonalas térképek szerkesztése, valamint a felületek térbeli formájának axonometrikus megjelenítése. A 95. ábra a terület össztelepvastagságának és fűtőértékének izovonalas térképét együttesen szemlélteti.

A számítógépes munkák leglényegesebb részét a szénvagyonszámítás alkotta. A 100 m-es mélységközönként végzett szénvagyonszámítást a földtani tömbök és a legközelebbi fúrásokhoz rendelt segéd-tömbök kombinált alkalmazásával végeztük. A szénvagyonszámítás fő-tömbönként tartalmazza:



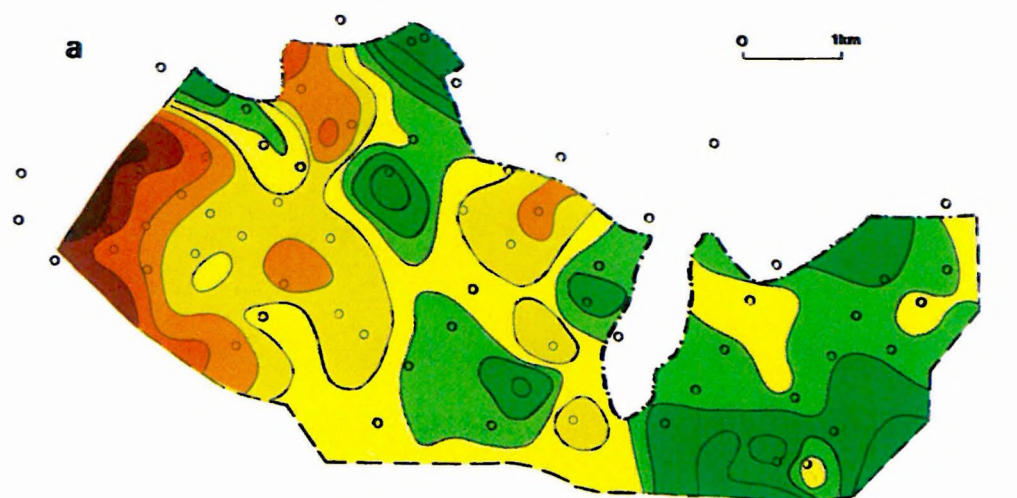
94. ábra. Jellemző földtani szelvény a Máza-D-Váralja-D kutatási területen
 1 — mélyfúrás tengelye; 2 — törés mozgásiránnyal; 3 — vékony szénpad; 4 — vastag széntelep; 5 — negyedidőszaki képződmények; 6 — miocén képződmények; 7 — középsőliász (pliensbachi emelet) márgás képződmények; 8 — alsőliász (szinemuri emelet) fedőhomokkő csoport; 9 — alsőliász (hettangi emelet) Mecseki kőszéntelepes formáció; 10 — felsőtriász (rhaeti emelet) homokkő

Fig. 94. Typical geologic section in the prospecting area of Máza-South-Váralja-South

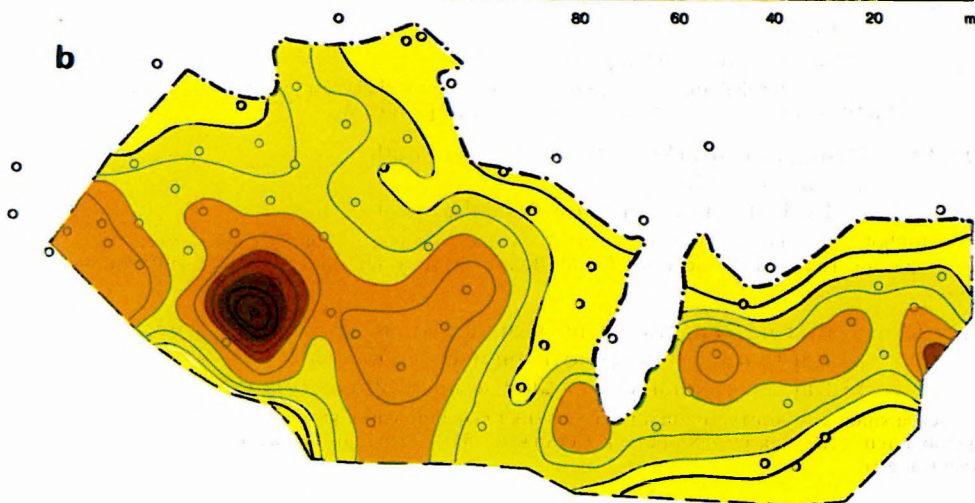
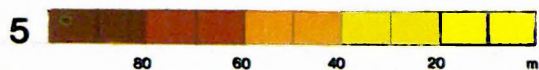
1 — axis of drillhole; 2 — fault with direction of movement; 3 — thin coal seam; 4 — thick coal seam; 5 — Quaternary; 6 — Miocene; 7 — Middle Lias (Pliensbachian) marls; 8 — Lower Lias (Sinemurian) overlying sandstone formation; 9 — Lower Lias (Hettangian) Mecsek coal formation; 10 — Upper Triassic (Rhetian) sandstone

Рис. 94. Характерный геологический разрез по участку Маза-Юг и Варалья-Юг:

1 — ось скважины; 2 — разлом с указанием направления смещения; 3 — маломощный пласт; 4 — мощный угольный пласт; 5 — четвертичные отложения; 6 — миоценовые образования; 7 — мергели среднего лейаса (плинсбахского яруса); 8 — толща перекрывающих песчаников нижнего лейаса (синемюрского яруса); 9 — мечекская угленосная толща нижнего лейаса (геттангского яруса); 10 — песчаники верхнего триаса (рэтского яруса).



- 1 ○
- 2 - - -
- 3 - · - ·



95. ábra. Eredménytérképek (Máza-D–Váralja-D)

a) Fűtőérték

b) Számbavett össztelepvastagság

1 — mélyfúrás; 2 — területhatár; 3 — a széntelepes összlet kiékelődési vonala; 4 — átlagos fűtőérték (MJ/kg-ban); 5 — számbavett össztelepvastagság (m-ben)

Fig. 95. Resultant maps (Máza-South–Váralja-South)

a) Calorific value

b) Evaluated total thickness of coal deposit

1 — drillhole; 2 — boundary of the area; 3 — pinch-out line of coal-bearing formation; 4 — scale for average calorific value (in MJ/kg); 5 — scale for thickness of coal deposit (in m)

Рис. 95. Карты интерпретации по участку Маза-Юг и Варалья-Юг.

a) Карта изолиний теплотворной способности.

b) Карта учтенной суммарной мощности пластов:

1 — скважина; 2 — контур площади; 3 — линия выклинивания угленосной толщи; 4 — средняя теплотворная способность в мегадж/кг; 5 — учтенная суммарная мощность пластов в м.

- a földtani vagyon számítását, kokszolhatóságát,
- a hígulás-, veszteségszámításokat,
- a hígult földtani vagyon számítását, kokszolhatóságát,
- a kitermelhető vagyon számítását, kokszolhatóságát,
- az ipari vagyon számítását és a termelési költség számítását.

Megtörtént a kategorizált vagyon gazdaságossági csoportok szerinti felosztása és a földtani vagyon minőségének dőlés- és vastagságtartományonkénti, szintenkénti és tömbönkénti megoszlásának kiszámítása is.

Összefoglalásul megállapíthatjuk:

1. A számítógép használata a zárójelentés elkészítését, a vagyonbecslés különböző számításait nagymértékben felgyorsította, egyben különböző variációs lehetőségek kipróbálását is lehetővé tette.
2. Minden alapadat és származtatott adat számítógépes adatrögzítőn van, célszerű a további feldolgozásokat, tervezéseket számítógéppel végezni.
3. Ez a — mindenképpen úttörő jellegű — számítógépes készletszámítás, vagyonszámítás, zárójelentés csak a KFH támogatta résztvevő intézmények: az OFKFKV, a Mecseki Szénbányák, az ELGI, a MÁFI és a KBFI szakembereinek magasfokú együttműködésében valósulhatott meg.

2.2.5 Gravitációs módszerfejlesztés*

Mintavételezési kérdések

A gravitációs kutatómódszer egyik régi problémája, hogy milyen sűrűn mérjünk, és a mérési pontokat milyen elrendezésben tűzzük ki ahhoz, hogy a hatókat megbízhatóan feltérképezhessük. A mintavételezési törvény sűrű négyzethálóban történő mérést írta elő, a szűkre szabott pénzügyi keretek azonban ezt soha nem teszik lehetővé. A gyakorlatban a mérési állomásokat ritka négyzethálóban vagy kvázihálózatosan telepítjük. A kvázihálózatos pontelrendezésen azt értjük, hogy a mérési pontok nem kitűzött hálózat pontjaiban vannak, de sűrűségük mindenütt közel azonos. Az ilyen állomások térképi azonosítása jellegzetes tereppontok alapján történik, és így a hálózat kitűzésének munkája megtakarítható. Akármelyik pontelrendezésben mérünk is, a mérési állomások közötti területen az anomália értékét interpolációval adjuk meg. Az itt ismertetendő kísérletsorozattal azt vizsgáltuk meg, hogy mennyire jó ez az interpoláció az egyes mérési rendszereknél.

Vizsgálatainkat egy olyan összetett modell kiszámított hatására alapoztuk, amely a gyakorlatban a Dunántúli-középhegység előtereinek és belső medencéinek kutatása során gyakran előfordul. A hatást egy sűrű négyzetháló pont-

* Kochné Balogh Á., Pintér A., Stomfai R.

jaira számoltuk ki, majd a szokott módon megrajzoltuk az anomáliatérképet. Ez mindenben hasonlított a megszokott anomáliatérképekhez. Ezután úgy szimuláltuk a mérést, hogy a kiinduló értékek közül kiválasztottunk annyit, amennyi a szokott állomássűrűségnek megfelel, pl. a térképen mind vízszintes, mind függőleges irányban minden második értéket tekintettük mért értéknek. Így egy ritkább, de hálózatos adatrendszert kaptunk. Ezután a szokásos módon visszainterpoláltunk azokra a helyekre, amelyeket most nem tekintettünk mérési állomásnak. Az interpolált értékek természetesen eltértek a modell-számításból kapott pontos értékektől. Az eltérésekből számolt szórás 0,186 mGal-nak adódott. Ez a szám jellemzi ezt a mintavételezést.

Ezután más módon is végeztünk mintavételezést. A kvázihálózatos elrendezésnek megfelelően találomra választottunk ki pontokat, ugyanannyit, mint az előző esetben. Ismét interpoláltunk, eltéréseket és szórást számoltunk. A kvázihálózatos pontelrendezésnél az interpolált értékek szórása 0,215 mGal volt, ami alig nagyobb, mint a négyzethálós elrendezésnél, a mérés költségei viszont 35–40 százalékkal kisebbek.

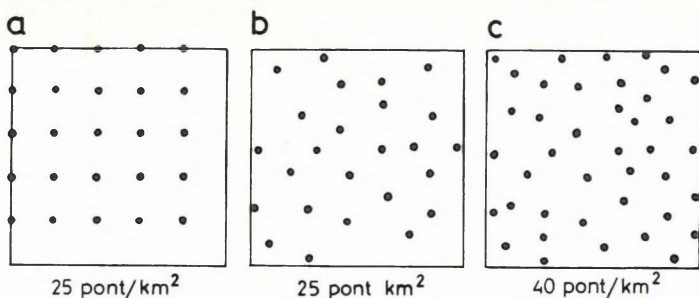
Vizsgálatainkból azt a következtetést vontuk le, hogy az adott körülmények között a gravitációs mérési hálózatok tervezésénél nem célszerű ragaszkodni az állomások szigorú négyzethálóban történő telepítéséhez. Helyette a kvázihálózatos elrendezést kell előnyben részesíteni. Így ugyanabból a költségkeretből lényegesen több állomás lemérésére van lehetőség, ami a nehézségi erőter jobb megismerését jelenti (96. ábra).

Az optimalizálásnak nevezett értelmezési eljárás

Felújítottuk és az R-35 gépre adaptáltuk az optimalizálásnak nevezett és a gravitációs értelmezésben használt számítástechnikai eljárást. A módszer lényege, hogy a nagyobb sűrűségű közet mélységi változásait a gravitációs térképek lineáris kombinációjával írjuk le. Számítási eljárásunkat azokon a pontokon kalibráljuk be, ahol más forrásból ismerjük a nagyobb sűrűségű közet mélységét, és ezután biztonsággal interpolálunk olyan helyekre is, ahol csak gravitációs mérések voltak. Az optimalizációs eljárást eredményesen alkalmaztuk több dunántúli mérési területünkön.

Az analitikus fölfelé folytatás módszere

Ismeretes, hogy a Bouguer-anomáliák kiszámításakor a mérési állomások anomália értékeit a tengerszintre redukálják. A szükséges korrekciók elvégzésének ilyen megfogalmazása azt sugallja, hogy a Bouguer-anomália térképet úgy lehet értelmezni, mintha a mérések a tengerszint síkján történtek volna. Valójában ez nem így van, minden mérési pont Bouguer-anomália értéke arra a felszíni pontra vonatkozik, ahol a mérés történt. Ez a tény különösen olyan területeken zavarja az értelmezést, ahol a szintkülönbségek nagyok.



96. ábra. A gravitációs mérési állomások elrendezése

- szabályos mérési hálózat
- kvázihálózatos pontelrendezés, amelynél pontok száma azonos a szabályos hálózat pontjainak számával
- kvázihálózatos pontelrendezés, amelynek annyi pontja van amennyit ugyanazért az összegért lehet lemérni, mint amennyibe a szabályos hálózat lemérése kerül

Fig. 96. Arrangement of gravity stations

- regular grid
- quasi-regular arrangement of stations, the number of which is the same as in the case of regular grid
- quasi-regular arrangement of stations with as many stations as could be measured for the same cost as the regular grid

Рис. 96. Карта расположения точек гравиразведки:

- правильная сеть;
- квази-правильная сеть, в которой количество точек равно таковому в правильной сети;
- квази-правильная сеть с таким же количеством точек, которое измеряется при тех же затратах, что и правильная сеть.

Több értelmező eljárást csak olyan Bouguer-anomália térképre lehet alkalmazni, amelynek a mérési állomásai azonos síkban vannak. Minthogy ezeket az eljárásokat a Mátra területén is alkalmazni akartuk, a Mátrában mért anomáliákat egy közös síkra számítottuk át. Közös síknak az 1100 m tengerszint feletti magasságú vízszintes síkot választottuk. Az átszámító eljárást analitikus fölfelé folytatásnak nevezzük. Eljárásunk elméleti kérdéseit az NME Geofizikai Tanszékének közreműködésével oldottuk meg. A Steiner Ferenc vezette munkacsoport kidolgozta a fölfelé folytatás algoritmusát. A programot az Intézet R-35-ös gépére írtuk meg és eredményesen futtattuk. A számítási módszer lényege: a ténylegesen létező, de ismeretlen helyzetű ható gravitációs hatása pontosan helyettesíthető a felszínre elgondolt, tehát valójában nem is létező, de számszerűen ismert sűrűségbevonatnak a hatásával.

A program először kiszámolja a mért anomáliákból a sűrűségbevonatot, majd ennek felhasználásával az 1100 m magasságra vonatkozó anomáliát.

A fölfelé folytatással kapott anomáliatérkép jó eszköznek bizonyult a Mátra nagyszerkezeti egységeinek tanulmányozásához. A felszínhez közeli kis szerkezeti elemek kutatására azonban nem célszerű használni.

2.3.1 Kombinált szonda vizkutatás céljára*

Kifejlesztettük a KTRMQ-3-120-43Y típusú szondát, amely egy éren, impulzusüzemben működik. Az új szondát víz- és részben ásványkutatói célokra fejlesztettük ki. A szondával és a hozzá tartozó KFU-4-12PD típusú felszíni egységgel a termelő kutakban egy időben lehet vizsgálni a vízhozam, a hőmérséklet és a folyadék ionkoncentrációjának alakulását. Következésképpen a szonda igen hasznos eszköz az újonnan létesített kutak kezdeti paramétereinek meghatározására, a termelő kút optimális üzem módjának kialakítására, kútépítési és kútelhasználódással kapcsolatos hibák kiderítésére és hidrogeológiai, vízkémiai és geotermikus információk szerzésére. A szonda által mért paraméterek — elsősorban a kúthan levő folyadék ellenállása és hőmérséklete — felhasználhatók a karotázs szelvények korrigálására is.

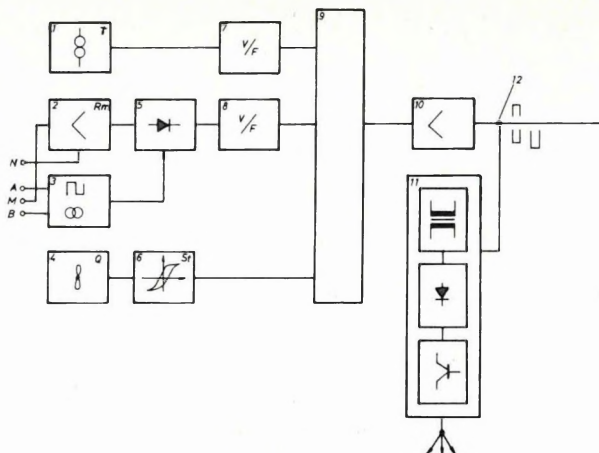
A szonda alján helyeztük el az áramlásmérő lapátot, amely mágneses csatlással viszi át a forgást egy optikai kódoló tárcsára. Ennek az elrendezésnek kettős előnye van:

- az áramlásmérő rész könnyen leválasztható a szondáról, elektromos csatlakozás megbontása nélkül. Homokos, iszapos fúrólyukakban a hőmérséklet- és folyadékelenállás-mérő rész önállóan használható;
- mivel a forgást érzékelő kódoló tárcsa együtt forog az áramlásmérő lapáttal, nem fejt ki fékező nyomatékot, ezért igen alacsony áramlási sebességek kimutatására is alkalmas.

Az áramlásmérő fölött helyeztük el a hőérzékelőt, illetve az iszapellenállást mérő elektródákat, egymásra koncentrikusan építve. Ezzel a megoldással minimális szondahosszúságot tudtunk elérni. A hőérzékelő egy abszolút hőmérsékletre hitelesített áramkör, amelyet a laboratóriumi beállítás után már nem kell többet kalibrálni. A kis fogyasztású CMOS integrált áramkörökből felépített elektronika megoldja a detektorok táplálását, jeleinek feldolgozását és a jeleknek egymástól függetlenül a felszínre való juttatását, egy kábelén.

A szonda blokkdiagramja a 97. ábrán látható.

* Korodi G., Lakatos S. (VIKUV), Szentpály M.



97. ábra. A KTRMQ-3-120-43Y szonda blokkvázlata

1 — hőmérséklet-érzékelő; 2 — erősítő; 3 — áramgenerátor; 4 — áramlásérzékelő; 5 — szinkron egyenirányító; 6 — Schmitt-trigger; 7-8 — feszültség/frekvencia átalakító; 9 — jelátalakító; 10 — végerősítő; 11 — tápegység; 12 — páncélkábel

Fig. 97. Block diagram of KTRMQ-3-120-43Y sonde

1 — temperature transducer; 2 — amplifier; 3 — current generator; 4 — flow detector; 5 — synchronous rectifier; 6 — Schmitt trigger; 7, 8 — V/F converter; 9 — coder; 10 — power amplifier; 11 — power supply; 12 — armoured cable

Рис. 97. Блок-схема зонда KTRMQ-3-120-43Y:

1 — детектор температуры; 2 — усилитель; 3 — генератор тока; 4 — детектор потока; 5 — синхронный выпрямитель; 6 — триггер Шмитта; 7-8 — преобразователь напряжения/частоты; 9 — преобразователь сигнала; 10 — конечный усилитель; 11 — блок питания; 12 — панцырный кабель.

A felszíni egységgel egyidejűleg regisztrálható az áramlási sebesség, szonda-vontatási sebesség, 20 °C-ra korrigált iszapellenállás, lyukhőmérséklet, illetve a differenciál áramlás. Ez utóbbi paraméter korrelál a permeabilitással.

A szonda főbb jellemzői:

átmérő, az áramlásmérőtől függően	43, 65 vagy 110 mm
hosszúság	1300 mm
tömeg	6 kg
hőtűrés	120 °C

Áramlásmérő rész:

küszöbérzékenység	0,5-2 fordulat/perc, az áramlásmérő lapát átmérőjétől függően
-------------------	---

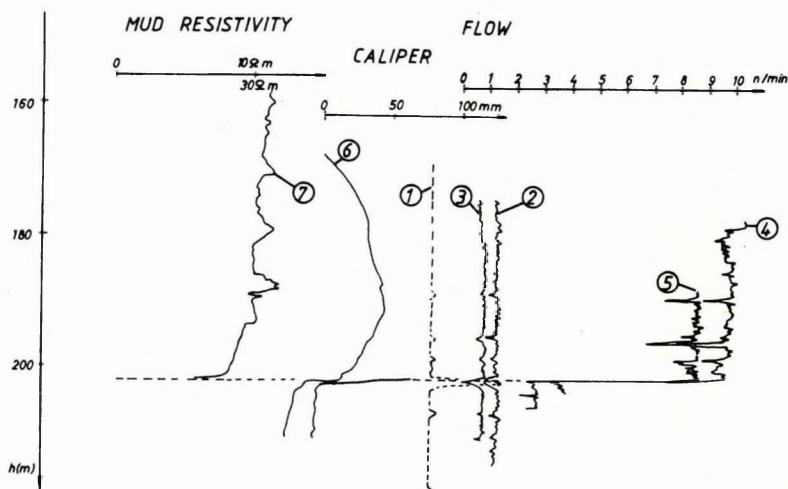
Hőmérsékletmérő rész:

méréshatár	0–120 °C
abszolút pontosság	± 1 °C
felbontás	$< 0,05$ °C
időálló	≈ 2 s

Folyadékellenállás-mérő rész:

méréshatár	0,05–50 Ω m
pontosság	$\pm 0,2$ Ω m
felbontás	0,05 Ω m

A szondával készített szelvények a 98. ábrán láthatók.



98. ábra. A KTRMQ szondával felvett lyukszelvények

1 — lyukbőség; 2 — áramlás ($V=9,2$ m/min, $Q=0$); 3 — áramlás ($V=5,8$ m/min, $Q=0$); 4 — áramlás ($V=8,2$ m/min, $Q=160$ l/min); 5 — áramlás ($V=2,8$ m/min, $Q=160$ l/min); 6 — iszapellenállás ($Q=0$); 7 — iszapellenállás ($Q=160$ l/min)

Fig. 98. Typical log combination recorded by KTRMQ sonde

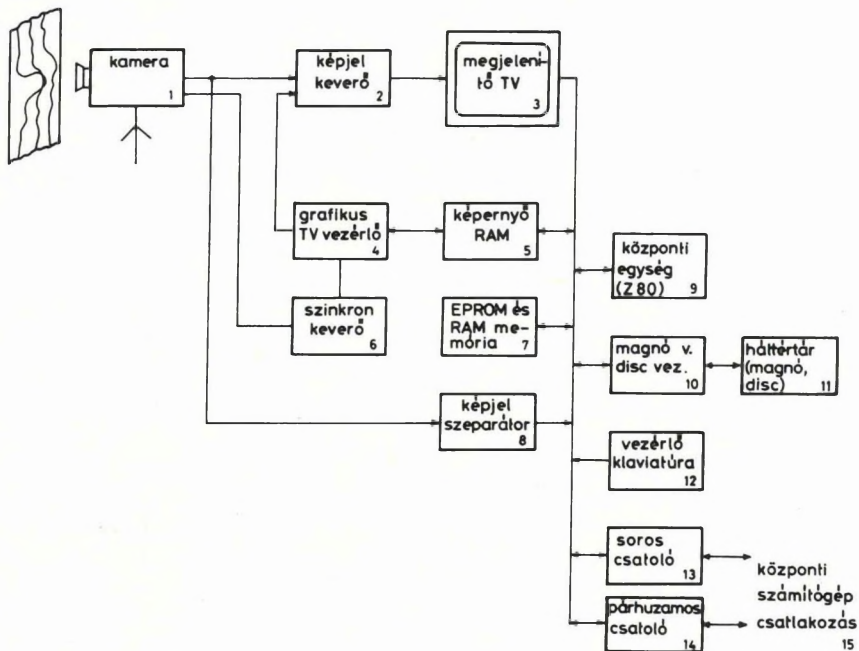
1 — caliper; 2 — flow ($V=9,2$ m/min, $Q=0$); 3 — flow ($V=5,8$ m/min, $Q=0$); 4 — flow ($V=8,2$ m/min, $Q=160$ l/min); 5 — flow ($V=2,8$ m/min, $Q=160$ l/min); 6 — mud resistivity ($Q=0$); 7 — mud resistivity ($Q=160$ l/min)

Рис. 98. Каротажные диаграммы скважины, полученные зондом KTRMQ:

1 — диаметр скважины; 2 — поток ($V=9,2$ м в мин, $Q=0$); 3 — поток ($V=5,8$ м в мин, $Q=0$); 4 — поток ($V=8,2$ м в мин, $Q=160$ л в мин); 5 — поток ($V=2,8$ м в мин, $Q=160$ л в мин); 6 — сопротивление буровой жидкости ($Q=0$); 7 — сопротивление буровой жидкости ($Q=160$ л в мин).

2.3.2 Karotázs szelvény digitalizáló készülék (KAD—85)*

Kifejlesztettünk egy mikroprocesszorral vezérelt, TV-kamerát tartalmazó műszert, amely az analóg formában regisztrált lyukszelvények digitalizálására alkalmas (99. ábra). A digitalizálni kívánt görbéket a TV-kamera letapogatja és a kimeneti jeleket a képjel váltón keresztül a video monitor (TV) bemene-tére juttatja. A kamera videojelét ugyanakkor egy — a számítógép busz-



99. ábra. Mikroprocesszorral vezérelt karotázs szelvény digitalizáló készülék (KAD-85) blokkvázlata

Fig. 99. Block diagram of microprocessor controlled well log digitizer KAD-85

1 — camera; 2 — picture signal mixer; 3 — TV monitor; 4 — graphic TV controller; 5 — screen RAM; 6 — synchronous mixer; 7 — EPROM and RAM memory; 8 — picture signal separator; 9 — Z 80 central processing unit; 10 — tape or disc control; 11 — auxiliary store (tape, disc); 12 — control keyboard; 13 — serial port; 14 — parallel port; 15 — to central computer

Рис. 99. Блок-схема аналогово-цифрового преобразователя КАД-85, управляемого микропроцессором:

1 — камера; 2 — микшер видеосигналов; 3 — монитор; 4 — графический контролер за монитором; 5 — монитор ОЗУ; 6 — синхронный микшер; 7 — память СППЗУ и ОЗУ; 8 — сепаратор видеосигналов; 9 — центральный узел (Z 80); 10 — узел управления магнитофоном или диском; 11 — фоновая память: магнитофон или диск; 12 — клавиши управления; 13 — последовательный стыкователь; 14 — параллельный стыкователь; 15 — стыковка с центральным компьютером.

* *Beszeda T.*

rendszerére illesztett — digitalizáló egység és egy megfelelő program segítségével digitális információvá alakítjuk, a számítógép memóriájában tároljuk és a monitoron megjelenítjük.

A digitalizálás kétféle módon történhet:

- a kezelő a marker pontot az egyik görbe kezdőpontjára állítja, és a berendezés a markert automatikusan végigvezeti a kamerával felvett kép adott görbéjén. Az automatikus üzemmódban a kézi interaktivitás is biztosítva van;
- a kezelő a marker pontot az egyik görbe kezdőpontjára állítja, majd kézi vezérléssel pontonként digitalizálja a görbét.

A kamera látómezejébe került szelvényszakasz (max. 8 görbe) digitalizálása után a következő szelvényszakasz összeilleszthető az előbbivel, a program segítségével. A digitalizálás eredményét mágnesszalagos vagy hajlékony mágneslemez háttértárolóban tároljuk. Túlságosan sűrű, sokszor egymásba futó görbéknel célszerű átrajzolással elkülöníteni a görbéket. A digitalizált eredményeket később a háttértárolóból egy interpretáló számítógépbe olvasva, adatbázisban lehet tárolni. A berendezés hitelesítése a TV-kamera elé helyezett négyzetráccsal vagy a görbék raszterével lehetséges.

Főbb jellemzők:

A digitalizáló felbontóképessége a teljes televíziós képre vonatkoztatva	vízszintes irányban 512 pont, függőleges irányban 256 pont
Tényleges felbontóképesség a szelvény görbéire vonatkoztatva	a kamera nagyításától függően
1:200 mélységléptéknél	0,1 m és 0,2 m
1:500 mélységléptéknél	0,2 m és 0,4 m
A rendszer központi egysége	Z80 mikroprocesszor
Operatív memória	64 kbyte RAM és 14 kbyte EPROM
Háttértároló (opcionális)	kazettás magnetofon, 1/2"-os IBM kompatibilis mágnesszalagos egység
Adatátviteli csatlakozás	hajlékony mágneslemez egység párhuzamos (8 bit + 2 vezérlő bit, TTL szinten)
Felhasználói programrendszer	digitalizálás, görbeillesztés és adatátvitel (beégetett alap programsomag)

Általános adatok:

Hálózati táplálás	220 V \pm 10%, 50 Hz, max. 300 W
Üzemi környezeti hőmérséklet	+ 10-től + 35 °C-ig
Tárolási hőmérséklet	— 10-től + 45 °C-ig
Páratartalom bekapcsolt állapotban	90% (lecsapódás nélkül)

3 FÖLDFIZIKAI KUTATÁS

A Tihanyi Obszervatórium folyamatosan ellátta mérési és nemzetközi adat-szolgáltatási feladatait. Az óraátlagok előzetes feldolgozása és a bázis kiegyenlítése alapján a mért földmágneses komponensek éves átlagértéke Tihanyban, az 1986,5 epochára:

$$\begin{aligned} D &= 1^{\circ} 34,8' \\ H &= 21454 \text{ nT} \\ Z &= 42358 \text{ nT} \\ F &= 47479 \text{ nT} \end{aligned}$$

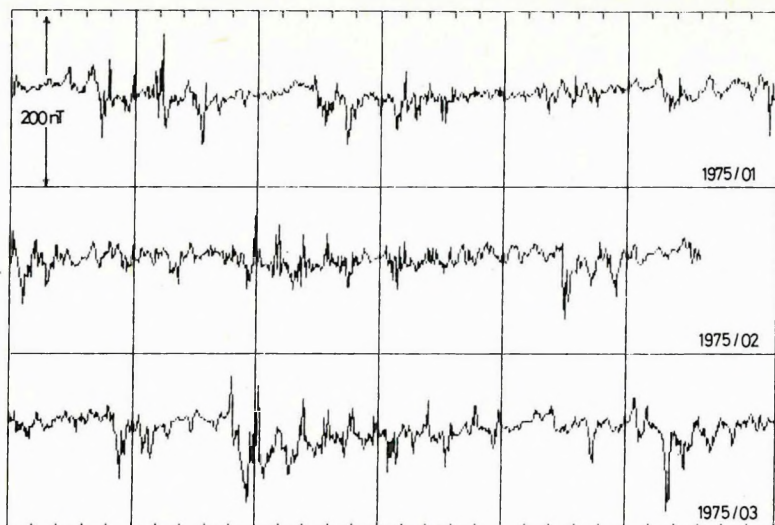
Mérési szintünk ellenőrzésére összehasonlító méréseket végeztünk a Belski Obszervatóriummal (Lengyelország) és a Grockai Obszervatóriummal (Jugoszlávia), ill. az Ógyallai Obszervatórium (Hurbanovo, Csehszlovákia) munkatársai mértek Tihanyban. Az összemérések az intenzitás komponensekben néhány nT-n belüli ($< 2\text{--}5 \text{ nT}$) pontosságnak megfelelő szintstabilitást mutatnak.

Folytattuk az obszervatóriumi óraátlag adatsor analízisét, egy kiválasztott tesztidőszak (1973–74–75) horizontális intenzitás adatsorán (100. ábra). Megvizsgáltuk a szűréssel leválasztott szabályos napi menet alakulását, illeszkedését az empirikus nyugodt napi (Sq) menethez, és a háborgatott időszakok szabályos napi komponensének megjelenését. A vizsgálatok alapján az alábbiak állapíthatók meg:

- az óraátlag adatsor alkalmas szűrése fázisban és amplitúdóban a szabályos napi menet egyszerű meghatározását teszi lehetővé (101. ábra);
- az Sq menet tisztán 24 órás periódusú jelként elsősorban a téli–nyári napfordulók környékén jelentkezik (102. ábra);
- a reziduál adatsor a háborgatott időszakok szabályos napi változását is jól mutatja, ezért különösen alkalmas az Sq – Ds átmenetek tanulmányozására (103. ábra).

Az országos alaphálózatmérések adatait az IGRF '85-ös együtthatókkal újraszámoltuk. A Hurbanovai Obszervatórium munkatársaival együttműköd-

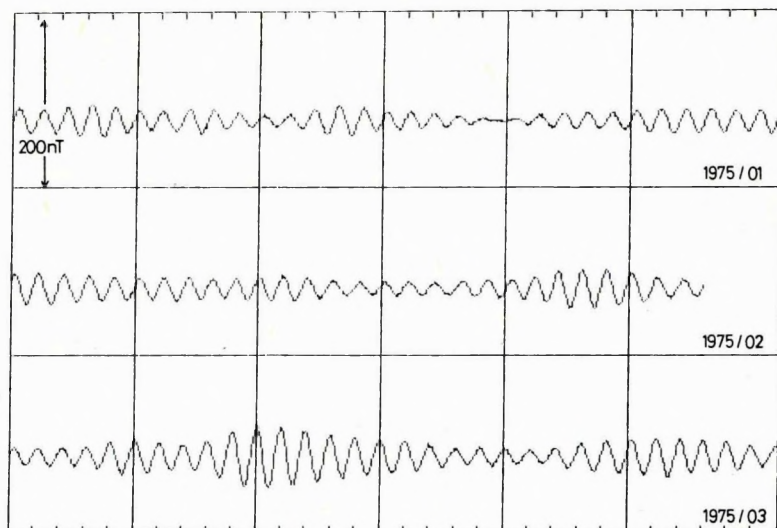
* Hegyegi L., Körmendi A., Lomniczi T., Szabó Z.

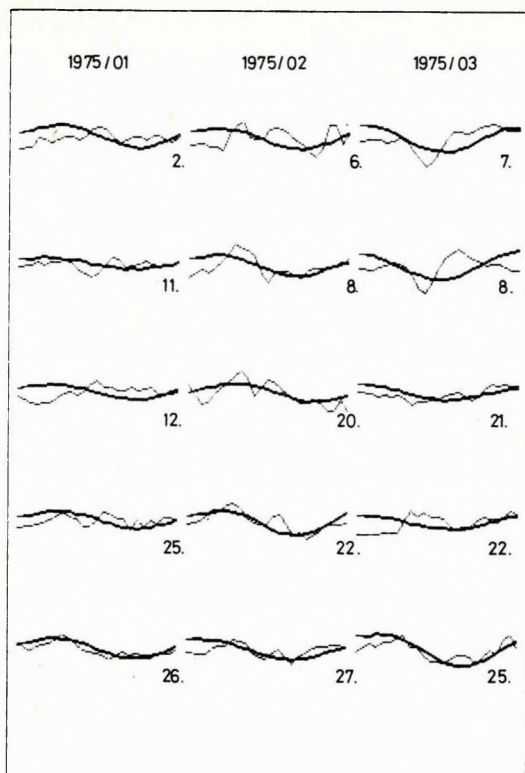


100. ábra. Az 1975. első negyedének H óraátlag adatai. A vízszintes beosztás napokat jelöl

Fig. 100. Hourly mean values of H for the first quarter of 1975. Horizontal scale in days

Рис. 100. Среднечасовые данные H первого квартала 1975 г. Деления на горизонтальной оси соответствуют суткам.





102. ábra. A vizsgált 3 hónap 5-5 nemzetközi nyugodt napjának H menete (vékony vonal) és a szűréssel előállított szabályos 24 órás komponens (vastag vonal)

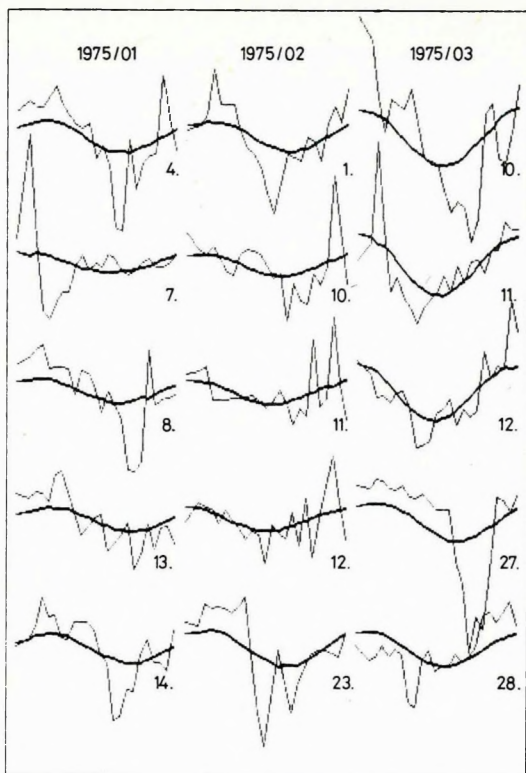
Fig. 102. Hourly mean values of H for the 5 quiet days (thin line) of the first quarter of 1975 and the Sq variation obtained by filtering (thick line)

Рис. 102. Ход H пяти международных спокойных дней каждого из изученных трех месяцев (тонкая линия) и правильная 24-часовая составляющая, полученная фильтрацией (жирная линия).

101. ábra. A 100. ábra adatsorának szűrési maradékaként előálló szabályos 24 órás periódusú komponens menete a vizsgált időszakban

Fig. 101. The 24 hour component obtained by filtering the data presented in Fig. 100

Рис. 101. Ход правильной составляющей с 24-часовым периодом, полученный в качестве остатка от фильтрации серии данных рис. 100.



103. ábra. A vizsgált 3 hónap 5-5 nemzetközi háborgatott napjának H menete (vékony vonal) és a szűréssel nyert szabályos 24 órás komponens (vastag vonal)

Fig. 103. Hourly mean values of H for the 5 disturbed days (thin line) and the D_s variation obtained by filtering (thick line)

Рис. 103. Ход H пяти возмущенных дней каждого из изученных трех месяцев (тонкая линия) и правильная 24-часовая составляющая, полученная фильтрацией (жирная линия).

ve megkezdtek a szlovákiai és a magyar mérések egybeszerkesztését és a szekuláris változások értelmezését.

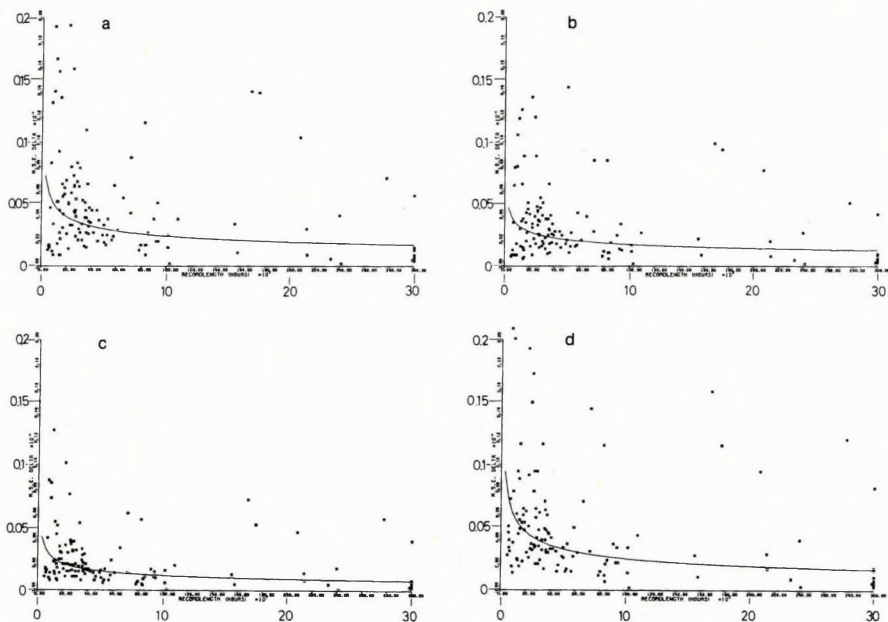
1986-ban megkezdtek az esedékes hazai szekuláris hálózatmérést, ennek keretében felülvizsgáltuk és újramértük a szekuláris hálózat fő és tartalék pontjait. Célunk az elmúlt évtizedben 13 pontra redukált szekuláris hálózatunk felújítása és kiterjesztése néhányszor tíz megbízható pontra. 1986-ban a Dunántúl nagy részét, a Duna-Tisza közének középső és déli részét mértük fel, ill. néhány tiszántúli ponton mértünk.

1986 első negyedévében elkészült a budapesti (Mátyás-hegy) geodinamikai állomás második extenzométere, amelynek hossza 12 m. Elkezdődött az állomáson működő Askania típusú regisztráló graviméter átépítése, a bonni egyetem Elméleti Geodéziai Tanszékének segítségével. Előzetes elméleti vizsgálataink alapján átalakítjuk a műszer termosztátjait és a megfigyelések megbízhatóságának növelése céljából egy elektrosztatikus hitelesítő berendezés beépítését is tervezzük. Fenti munkák megvalósítását az NSZK Humboldt alapítványának pénzbeli támogatása teszi lehetővé.

Megkezdjük a Nemzetközi Földarápály Központ adatbankjának statisztikai vizsgálatát, Héja Gábor közreműködésével. Számításainkhoz az Európában végzett megfigyelések adatait használtuk fel. A legfontosabb eredmények a következőkben foglalhatók össze:

- a megfigyelések átlagos zajsztintje a legnagyobb földarápály hullámok (O_1 , K_1 , M_2) esetében 0,1–0,2%. Ez az optimális zajsztint 1 évnél hosszabb megfigyelési sorozatok esetében érhető el;
- a legnagyobb belső pontossággal (és ennek megfelelően a legalacsonyabb zajsztinttel) a kriogén és a LaCoste–Romberg graviméterek rendelkeznek. Valamivel kedvezőtlenebb az Askania és a Geodynamics műszerek zajsztintje;
- az egyes műszerek eredményei között mutatkozó eltérések — ami a megfigyelések külső pontosságát jellemzi — néhány tized %-ot tesznek ki, lényegesen meghaladva a zajsztintet. Ez a körülmény kedvezőtlenül érinti a gravitációs földarápály megfigyelések értelmezhetőségét. Háronidimenziós földmodell feltételezéssel végzett modellszámításaink alapján (lásd később) ugyanis aligha várható, hogy a gravitációs földarápály paraméterek területi változásai az 1,2%-ot meghaladnák;
- a legpontosabban megfigyelhető földarápály hullám az M_2 jelű, az O_1 jelű hullám esetében a zajsztint lényegesen magasabb. Sajnos a korábbiakban végzett műszerösszehasonlítások ez utóbbi hullámon alapultak. A 104. ábra a zajsztint alakulását mutatja az O_1 , K_1 , M_2 és S_2 hullám esetében.

* Varga P.



104. ábra. Földi árapályhullámok amplitúdóhányadosának középphibája a felvételhossz (10^3 órában) függvényében

- a) O_1 -hullám
- b) K_1 -hullám
- c) M_2 -hullám
- d) S_2 -hullám

Fig. 104. Mean error of the amplitude ratio of earth tide waves versus length of recording (in 10^3 hours)

- a) O_1 -wave
- b) K_1 -wave
- c) M_2 -wave
- d) S_2 -wave

Рис. 104. Средние ошибки амплитудных отношений волн земных приливов как функция длительности (в тыс. часах) записей:

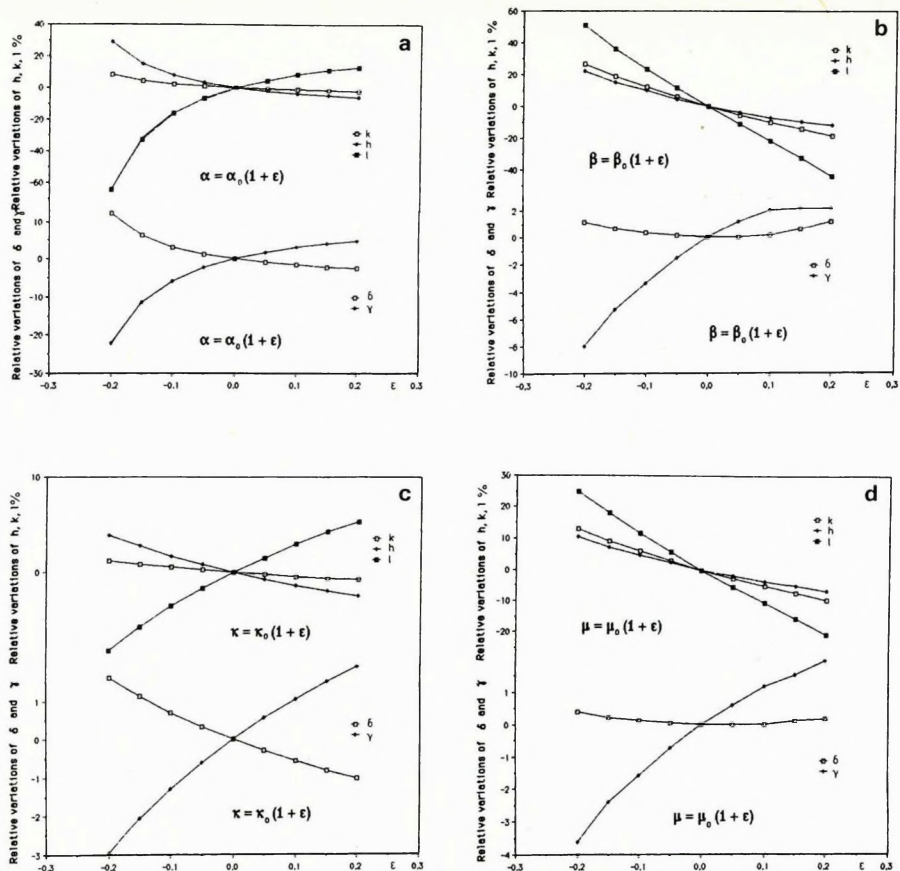
- a) волна O_1 ;
- b) волна K_1 ;
- c) волна M_2 ;
- d) волна S_2 .

Az utóbbi időben gondot jelentett, hogy megmagyarázhatatlannak tűnő eltérés mutatkozott a régebbi elméleti eredmények [MOLODENSKY, KRAMER, 1961] és WAHR [1981] újabban meghatározott adatai között. Elméleti modell-számításainkkal tisztáztuk, hogy a két elmélet közti eltérés látszólagos. Molodensky egy egyszerűsített földmodellt használt, Wahr pedig a PREM modellt (Preliminary Earth Model). Abban az esetben, ha Molodensky inhomogén differenciál egyenletrendszerét a PREM modellel használjuk, Wahréhoz teljesen hasonló eredményeket kapunk. Molodensky elméletét ezen új földmodell esetére alkalmazva megvizsgáltuk azt a kérdést, hogy milyen mértékben függnek a Love-számok és azok kombinációi: $\delta = 1 + h - 3/2k$ és $\gamma = 1 + k - h$ a köpeny szerkezetétől. Először azt tisztáztuk, hogy milyen mértékben függnek ezek a számértékek a longitudinális (α) és transzverzális (β) sebességek értékének változtatásától a köpenyenben.

Hasonló vizsgálatot végeztünk κ összenyomhatósági és μ nyírási modulusok esetére is (105. ábra). Látható, hogy α , β , κ és μ változtatása igen jelentős mértékben hat k , h és l értékeire, de lényegesen kisebb mértékű a δ és γ függése a köpeny rugalmas tulajdonságaitól. A fellépő változások nem lineárisak és aszimmetrikusak, lényegesen nagyobbak α és κ , mint β és μ esetében.

Megvizsgáltuk azt is, hogy a Love-számok és kombinációik hogyan függnek az α , β , κ és μ rugalmassági tényezők változásától különböző mélységeken. Ennek a vizsgálatnak az eredményei a 106. ábrán láthatók, amely egy különböző mélységekben elhelyezkedő, 0,05 relatív fűldsugár (~ 320 km) vastagságú réteg hatását ábrázolja. Az ábrán a vízszintes tengelyen a vizsgált réteg felső határának mélysége szerepel, relatív fűldsugárban kifejezve. Így az $r/R = 1,00$ réteg a Föld felszínén található, míg $r/R = 0,60$ esetében a réteg a mag-köpeny határon fekszik. Az anomális réteg rugalmassági tényezői 10%-kal nagyobbak a környezeténél. A 106. ábra jól mutatja, hogy az α sebességérték és a κ összenyomhatósági modulus változtatásának hatása a Love-számokra, illetve azok δ és γ kombinációira a legnagyobb, a 0,95–0,85 relatív mélységtartományban. A β transzverzális hullámsebességek esetében a Love-számok függése bonyolultabb: k és h értéke monoton csökken az anomális réteg mélységének növekedésével; l értéke előbb csökken, majd 0,9 relatív mélység elérése után növekedni kezd. β -hoz hasonló változások figyelhetők meg μ esetében is.

WOODHOUSE és DZIEWONSKI 1984-ben megvizsgálták, hogy a felső köpeny esetében milyen területi inhomogenitások mutathatók ki a β hullámsebesség értékek alapján. Így egy 3D földmodellt kaptak a felső köpeny esetére 670 km ($r/R = 0,90$) mélyséig. A megfigyelt sebességanomáliák értéke 50 km mélységnél $\pm 8\%$, 250 km-nél $\pm 2,5\%$, és végül 650 km-nél $\pm 2\%$. A sebességvariációk vízszintes irányban hozzávetőleg olyan nagyok, mint a radiálisan inhomogén köpenymodell esetében tapasztalható sebességugrások: a PREM modellben a Mohorovičić-felületnél 15% a β sebességugrás, 220, 400 és 670 km mélységek esetében pedig rendre 6%, 3% és 7%. DZIEWONSKI egy másik munkájában



105. ábra. A Love-számok és kombinációik függése a köpeny rugalmas tulajdonságaitól

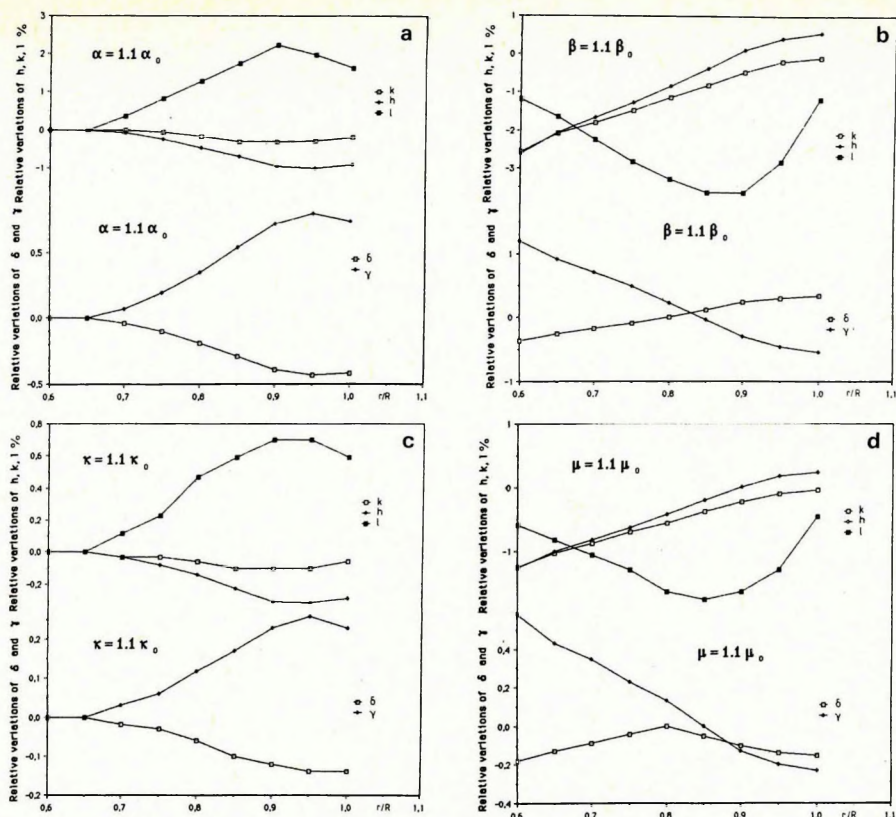
- Longitudinális sebesség változásának hatása
- Transzverzális sebesség változásának hatása
- Összenyomhatósági modulus változásának hatása
- Nyírási modulus változásának hatása

Fig. 105. Dependence of Love numbers and their combinations on the elastic properties of the mantle

- Effect of P-wave velocity variation
- Effect of S-wave velocity variation
- Effect of compressibility modulus variation
- Effect of shear modulus variation

Рис. 105. Зависимость чисел Лава и их комбинаций от упругих параметров мантии:

- влияние изменения продольных скоростей;
- влияние изменения поперечных скоростей;
- влияние изменения модуля сжимаемости;
- влияние изменения модуля сдвига.



106. ábra. A Love-számok és kombinációik függése a köpeny rugalmas tulajdonságaitól, a relatív mélység (r/R) függvényében

- Longitudinális sebesség változásának hatása
- Transzverzális sebesség változásának hatása
- Összenyomhatósági modulus változásának hatása
- Nyírási modulus változásának hatása

Fig. 106. Dependence of Love numbers and their combinations on the elastic properties of the mantle versus relative depth (r/R)

- Effect of P-wave velocity variation
- Effect of S-wave velocity variation
- Effect of compressibility modulus variation
- Effect of shear modulus variation

Рис. 106. Зависимость чисел Лава и их комбинаций от упругих параметров мантии как функция относительных глубин r/R :

- влияние изменения продольных скоростей;
- влияние изменения поперечных скоростей;
- влияние изменения модуля сжимаемости;
- влияние изменения модуля сдвига.

[1984] az α sebesség értékekre támaszkodva az alsó köpenyre is elkészített egy hasonló 3D modellt. Az α sebességanomáliák az alsó köpeny felső részén $\pm 3\%$ -ot tesznek ki. Ugyanez a helyzet a mag-köpeny határon, a köpeny egyéb részein pedig $\pm 1\%$ α sebességanomália mutatkozik.

Fentiek alapján meghatároztuk, hogy milyen változások lehetségesek a h , k , l , δ és γ értékeiben, figyelembe véve, hogy $\alpha \approx \sqrt{3}\beta$. A következő Δ variációk adódtak a radiális modellhez viszonyítva:

$$\begin{array}{lll} \Delta k = -1,80\%, & \Delta h = -2,67\%, & \Delta l = 0,82\%, \\ \Delta \delta = -0,72\% & \text{és} & \Delta \gamma = 1,59\%. \end{array}$$

Ha figyelembe vesszük azt, hogy a köpenybeli sűrűségeloszlás meghatározásának hibája 2% és ezzel az értékkel megemeljük a PREM modell sűrűségfüggvényének értékét mindenütt a köpenyben (a Föld inercia momentumának változását konstans szinten tartva a belső mag sűrűségének növelésével — ami a Love-számok értékét gyakorlatilag nem befolyásolja), akkor a Love-számok és δ , γ területi változásai maximális lehetséges értékére a következőket kapjuk:

$$\begin{array}{lll} \Delta k = -1,16\%, & \Delta h = -1,42\%, & \Delta l = 1,76\%, \\ \Delta \delta = -1,23\%, & \Delta \gamma = 1,80\%. \end{array}$$

Irodalom

- DZIEWONSKI, A. M. 1984: Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.* **89**, B7, pp. 5929–5952.
- MOLODENSKY, M. S., KRAMER, M. V. 1961: *Zemnye prilivy i nutatsiya Zemli*. Izdatelstvo AN SSSR, Moskva.
- WAHR, J. M. 1981: Body tides on an elliptical, rotating elastic and oceanless Earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **64**, pp. 677–703.
- WOODHOUSE, J. H., DZIEWONSKI, A. M. 1984: Mapping the upper mantle: three dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.*, **89**, B7, pp. 5953–5986.

Bükki ofiolitokon végzett paleomágnesezés módszertani vizsgálatok eredményei

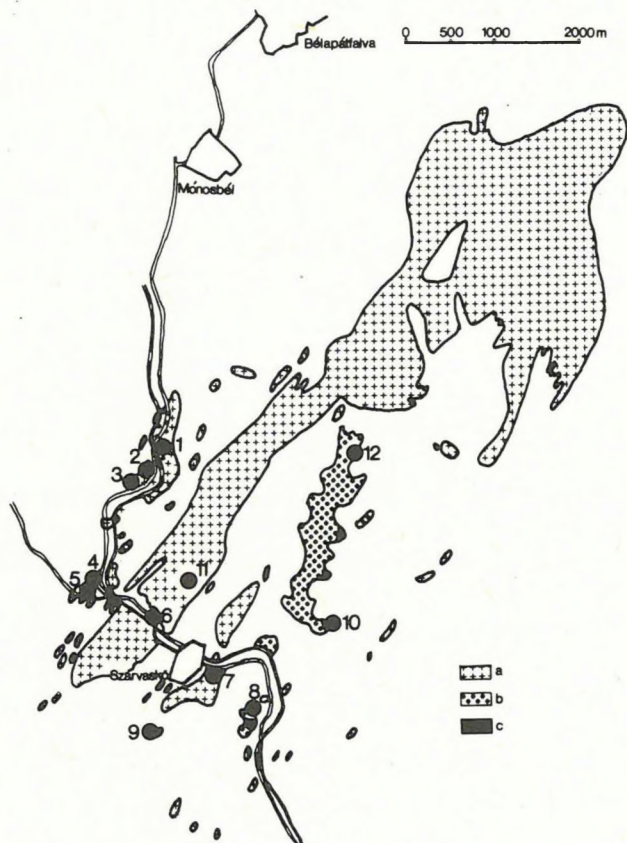
A Bükk hegység néhány mezozoos ofiolit-kibúvását az 1960-as években vizsgálták paleomágnesezés szempontból [MÁRTON és MÁRTON, nem publikált]. A 0,05 T-ig terjedő AF (váltóterű lemágnesezés) eredményeként egy viszonylag stabil remanenciát izoláltak elfogadható, de elég nagy szórással minden egyes mintavételi helyre. A mágneses középirány ÉNy-i deklinációkat és dőlés-korrekció előtt nullához közeli, utána pedig nagy inklinációkat mutatott. Eközben a mintavételi pontok közti irányeltérés változatlan maradt. Ezek az eredmények semmilyen elfogadható tektonikai modellel nem voltak magyarázhatóak. A hatvanas évek óta mind a műszerek, mind a módszerek jelentősen fejlődtek. A napjainkban hozzáférhető eszközökkel az NRM (természetes remanens mágnesezettség) sok lépésben mágnesezhető le, amíg az eredeti jel eltűnik. Ilyen módon az NRM teljes spektruma tanulmányozható és az NRM különböző eredetű komponensei gyakran felismerhetők.

Különböző kibúvásokból származó ofiolit mintákat (107. ábra) vetettünk alá soklépéses lemágnesezésnek. Minden egyes ofiolit példányt először AF-fel kezeltünk, néha 0,23 Tesla-ig. Azokat a példányokat, amelyek 0,23 Teslán megőrizték az NRM egy részét, további termális lemágnesezéssel tisztítottuk. A kísérletekből kitűnt, hogy mind a bazaltok, mind a gabbrók NRM-je nagyon ellenálló a váltóterű lemágnesezéssel szemben (108/a ábra). Ezt a viselkedést nehéz megmagyarázni, mivel az NRM hordozója valószínűleg magnetit (108/b ábra). Ezen felül az NRM komplex abban az értelemben, hogy két hasonló irányú, de ellentétes polaritású komponensből tevődik össze. A jelenlegi földi tér irányában történt átmágneseződés nagyon ritka, és könnyen eltávolítható.

Az NRM komponenseit sajnos nem mindig könnyű szétválasztani. Ebből a szempontból a legjobban tanulmányozott egy gabbró teleptelér (107. ábra, 1. mintavételi hely), ahol hat ponton vettünk mintákat, a teleptelér keresztirányában (maximális távolság 45 m). Bár elértük az NRM teljes lemágnesezését, és a remanencia-irányok csoportosulása a legtöbb mintavételi ponton elég jó (II. táblázat, k értéke nagy), nincs értelme belőlük középirányt számí-

* Mártonné Szalay E.

tani. A jelenlegi földi tér irányába mutató mágnesezettség eltávolítása után a középírányok és néhány egyedi irány is, olyan főként határoznak meg, amely normál, illetve fordított polaritású, óramutató járásával ellentétesen elforgatott irányokat köt össze (109. ábra).



107. ábra. Paleomágneses mintavételi helyek a szarvaskői ofiolit területen

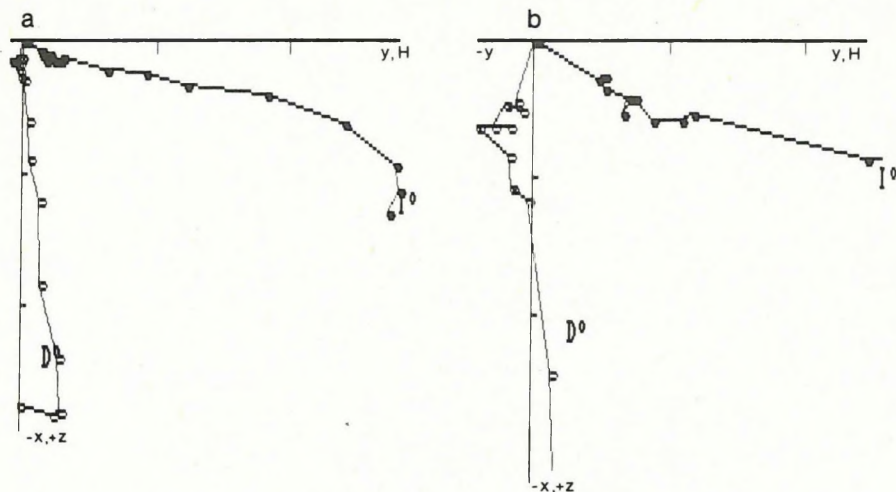
a — bazalt; b — gabbro és gabbrodiorit; c — ultrabázit; 1 és 2 — gabbro teletelérek; 3 és 4 — bazalt; 5 — gabbro telér; 6 — bazalt párnaláva; 7 — bazalt; 8 — piroxenit; 9 — bazalt párnaláva; 10 — ultrabázit; 11 — bazalt párnaláva; 12 — bazalt

Fig. 107. Palaeomagnetic sampling localities in the Szarvaskő ophiolite area

a — basalt; b — gabbro and gabbrodiorite; c — ultrabasic; 1 and 2 — gabbro sills; 3 and 4 — basalt; 5 — gabbro dyke; 6 — pillow basalt; 7 — basalt; 8 — piroxenite; 9 — pillow basalt; 10 — ultrabasic; 11 — pillow basalt; 12 — basalt

Рис. 107. Точки отбора проб на палеомагнитные определения по офиолитам района с. Сарвашкё:

a — базальты; b — габбро и габбро-диориты; c — гипербазиты; 1 и 2 — силлы габбро; 3 и 4 — базальты; 5 — дайка габбро; 6 — подушечные лавы базальтов; 7 — базальты; 8 — пироксениты; 9 — подушечные лавы базальтов; 10 — гипербазиты; 11 — подушечные лавы базальтов; 12 — базальты.



108. ábra. Gabbró (1. mintavételi hely, 1. mintavételi pont) NRM intenzitásának és irányának változása. Ortogonális vetület

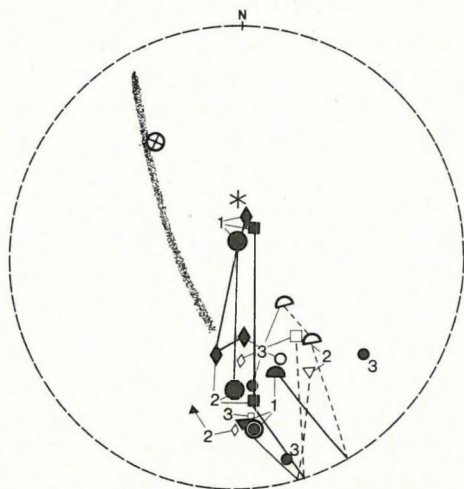
- a) lemágnesezés 18 lépésben (NRM, 0,01, 0,02, 0,03, 0,04, 0,05, 0,06, 0,07, 0,1, 0,11, 0,13, 0,15, 0,18, 0,21, 0,23 Tesla, 500 °C, 550 °C, 575 °C). 1 egység = $1,6 \cdot 10^{-4}$ A/m
 b) ugyanarra a mintára, az utolsó 11 lépés. A nagyítás egyenesen az origó felé haladó le-
 mágnesezési görbét mutat. A magnetit Curie-pontja felett nem marad nyoma az NRM-
 nek. 1 egység = $4,0 \cdot 10^{-5}$ A/m

Fig. 108. Change in direction and intensity of the NRM of a selected gabbro sample. Orthogonal plots, locality 1, site I

- a) demagnetization in 18 steps (NRM, 0,01, 0,02, 0,03, 0,04, 0,05, 0,06, 0,07, 0,10, 0,11, 0,13, 0,15, 0,18, 0,21, 0,23 Tesla, 500 °C, 550 °C, 575 °C). 1 unit = $1,6 \cdot 10^{-4}$ A/m
 b) the last 11 steps for the same specimen. This magnification shows the demagnetization path which goes straight to the origin and no part of the NRM is left above the Curie point of the magnetite. 1 unit = $4,0 \cdot 10^{-5}$ A/m

Рис. 108. Изменение интенсивности и направления NRM габбро с пункта I обнажения 1 на ортогональной проекции;

- a) размагничивание в 18 ступеней (NRM, 0,01, 0,02, 0,03, 0,04, 0,05, 0,06, 0,07, 0,1, 0,11, 0,13, 0,15, 0,18, 0,21, 0,23 тл, 500 °C, 550 °C, 575 °C); 1 единица = $1,6 \cdot 10^{-4}$ A/m;
 б) последние 11 ступеней по тому же образцу; в увеличенном виде показывается кривая размагничивания, прямо направленная к центру; выше точки Кюри для магнетита NRM исчезает бесследно; 1 единица = $4,0 \cdot 10^{-5}$ A/m.



109. ábra. I. mintavételi hely. Az NRM irányának változása a lemágnesezés hatására. Sztereografikus vetület. Teli jelek : pozitív inklináció; üres jelek : negatív inklináció. A mintavételi pontok átlagirányait (4 minta minden egyes pontból) nagy, az elkülönülő egyedi irányokat kis jelekkel ábrázoltuk. Csillag: a jelenlegi földi tér iránya

I. mintavételi pont — kettős kör; II. mintavételi pont — háromszög; III. mintavételi pont — félkör; IV. mintavételi pont — kör; V. mintavételi pont — négyzet; VI. mintavételi pont — rombusz. A számok és a pontozott sáv jelentését lásd a szövegben

Fig. 109. Locality 1. Change in direction of NRM on demagnetization. Stereographic plot. Closed symbols: positive directions; open symbols: negative directions. Site mean directions (4 samples from each site) are shown in large symbols, deviating individual directions in small ones. Asterix: direction of the Earth's present field

site I — double circle; site II — triangle; site III — semicircle; site IV — circle; site V — square; site VI — diamond. For meaning of numbers and dotted zone see text

Рис. 109. Изменение направления NRM обнажения I при размагничивании на стереографической проекции: полные знаки — положительные наклонения, полые знаки — отрицательные наклонения; средние направления по пунктам (по 4 образца с каждого) изображены крупными, рассеянные индивидуальные направления — малыми знаками; звезда — направление современного геомагнитного поля;

обозначения пунктов: I — двойная окружность; II — треугольник; III — полукруг; IV — круг; V — квадрат; VI — ромб; значение цифр и полосы с точками см. в тексте.

Az *I. mintavételi ponton* a közepes deklináció is közel van 180° -hoz, a közepes inklináció kis pozitív érték. Mindkettő változatlan a tisztítás folyamán. A *II. mintavételi pont* mintáinak iránya lemágnesezésre főként mentén mozog. A főként az 1-es és 2-es háromszögek definiálják (az 1. természetes állapotból 0,05–0,11 Teslaig, a 2. 0,09–0,11 Tesla között mért irányok középiránya). A csoport egyetlen mintája, amelyet kis háromszög képvisel az ábrán, a csoport többi tagjától eltérően viselkedik. A *III. mintavételi pont* mintái egységesen viselkednek. A középirány olyan főként mentén mozog, amely hasonló a *II. pont* főköréhez (az 1-es félkör a természetes állapotot, a 2-es 0,08–0,11 Tesla tisztítási lépéseket, a 3-as 0,09–0,12 Tesla lépéseket képviseli). A *IV. ponton* világosan látszik a mai térben történt átmágnesezés (1-es számú kör, természetes állapot), de ezt a másodlagos mágnesezettséget könnyen eltávolítottuk (2. lépés, 0,05 Tesla). Nagyobb váltótérben és nagy hőmérsékleten (0,15 Tesla és 550°C) az irányok szétszóródnak, amint ezt a 3-as számú kis körök mutatják. Az *V. pont* mintái szintén mutatják a mai térben történt átmágnesezést (1-es négyszög, természetes állapot). Az utólagos mágnesezettséget 0,04–0,05 Tesla térben már eltávolítottuk. További lemágnesezésre az irányoknak negatív inklinációjuk lesz egy minta kivételével (3-as négyzet). A *VI. pont* mintáinak viselkedése hasonló az *V. pont*ról származókéhoz, de ezeknél a mágnesezettség iránya a normál félgömbön stabilizálódik, ahelyett, hogy tovább tisztulna.

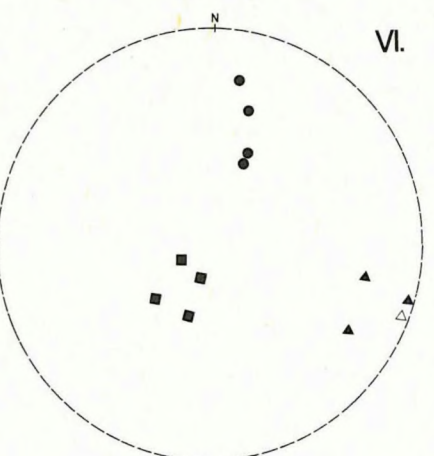
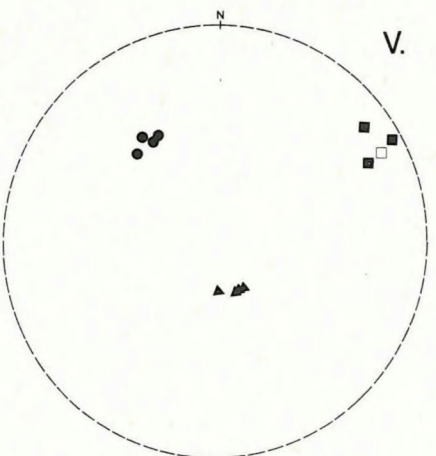
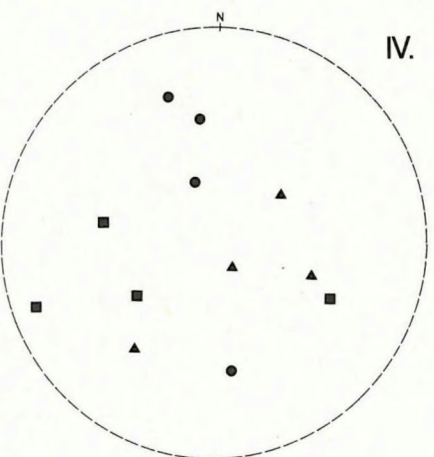
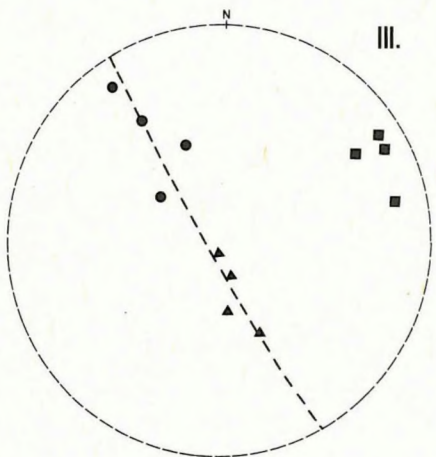
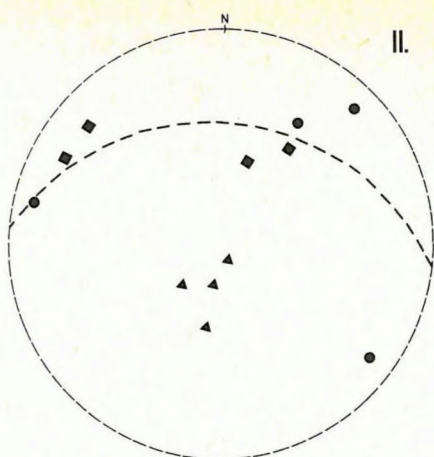
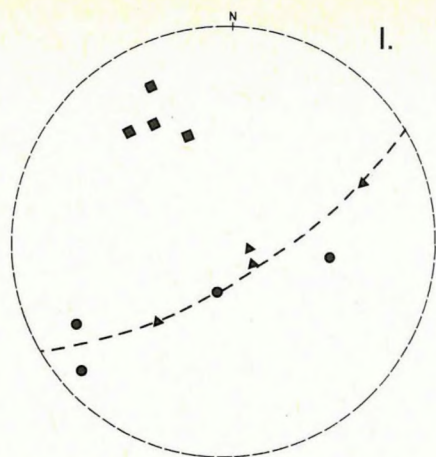
A főként fordított végpontját az 1. mintavételi hely sok mintája eléri, míg a normál végpontra ezen a mintavételi helyen csak következtetni lehet. Az extrapolált normál végpontot valódi mérések is megerősítik (kör, benne kereszt), de ezt más helyről származó mintákon figyeltük meg. A fordított polaritású oldalon levő szélső értékeket valószínűleg úgy tekinthetjük, mint elsődleges remanenciát (*II. táblázat*, *II.*, *III.* és *V. mintavételi pont* 3. tisztítási szint), a többit pedig elvetjük, mert az NRM nem egykomponensű.


Az 1. mintavételi hely példája tehát azt mutatja, hogy a vulkáni kőzeteknél szokásos, mérsékelt nagy csúcsértékű terekben történő AF lemágnesezés rutinszerű alkalmazása a bükki ofiolitok esetében teljes kudarcra vezet. Egyedül az NRM teljes lemágnesezése és elemzése teszi megfejthetővé az ofiolitokba zárt paleomágneses információt.

Mint ismeretes, a bükki ofiolitok kis fokú metamorfózison estek át. Felmerül a kérdés, vajon a metamorfózis eltéríthette-e a remanencia irányát a Föld egykori mágneses terének irányától. A metamorf (vagy magmás) eredetű irányított szövet miatt lehetséges eltérést általában a mágneses szuszceptibilitás anizotrópia fokából és a szuszceptibilitás ellipszoid főtengelyeinek csoportosulásából becsülik. Az 1. mintavételi helyet e hatás szempontjából is vizsgáltuk.

Az eredmények a következőképpen összegezhetők:

- metamorf kőzetekről lévén szó, az anizotrópia-fok meglepően kicsi: $\kappa_{\max}/\kappa_{\min}$ közel van 1,00-hez, az anizotrópia-fok nem haladja meg a néhány százalékot, és néhány esetben egynél is kevesebb;
- az alacsony anizotrópia-fok ellenére legalább egy fő szuszceptibilitás-tengely csoportosulása nagyon jó minden egyes mintavételi pontnál, kivéve a IV-et;
- a fő szuszceptibilitás-tengelyek eloszlása egyáltalán nem egyforma a telep-telér egészében, és nem tükrözi azt a feszültségteret, amelynek dominálnia kellett a regionális metamorfózis alatt;
- úgy tűnik, hogy nincs korreláció a szuszceptibilitás ellipszoidok orientációja és a remanens mágnesezettség iránya között (vesd össze a 109. és 110. ábrát).





110. ábra. Tardos, kőfejtő, gabbro teleptelér. A fő szuszceptibilitás irányok eloszlása hat, a 109. ábrának megfelelő mintavételi pontra vonatkozóan. Sztereografikus vetület. Háromszög: maximális szuszceptibilitás; pont: közepes szuszceptibilitás; négyzet: minimális szuszceptibilitás




Fig. 110. Tardos quarry, gabbro sill. Distribution of the principal susceptibility directions for six sites (same as in Fig. 109). Stereographic plot. Triangle: max. susceptibility; dot: intermediere susceptibility; square: min. susceptibility


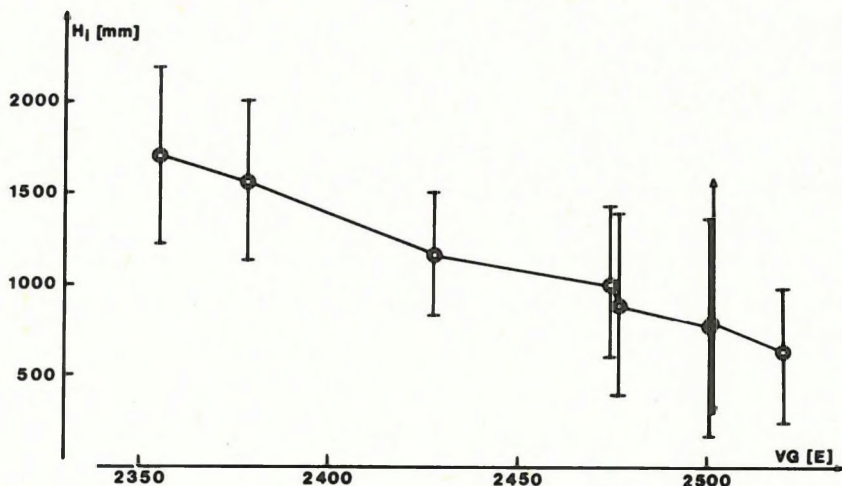


Рис. 110. Распределение направлений магнитной восприимчивости по шести пунктам, соответствующим рис. 109, на стереографической проекции; Тардошская каменоломня, силл габбро: треугольники — максимальные восприимчивости; точки — средние восприимчивости; квадраты — малые восприимчивости.

1986 folyamán harmadszor került sor a budapesti abszolút gravitációs alappont (Mátyás-barlang) g értékének meghatározására a szovjet GABL abszolút graviméterrel. Az abszolút ponton végzett Δg mérésekkel tanulmányoztuk a nehézségi gyorsulás vertikális gradiense (VG) és a vonatkozási pont magassága (H_i) közötti összefüggést (III. ábra). Eredményként azt kaptuk, hogy a vertikális gradiens értéke a pillér felett (618 mm és 1672 mm között) a vonatkozási pont magasságának növekedésével 165 E-sel csökken a budapesti abszolút ponton.



III. ábra. A vertikális gradiens (VG) változása a vonatkozási pont magasságának (H_i) függvényében. A középhiba léptéke: 1 cm = 2 E

Fig. III. Variation of vertical gradient (VG) versus height of reference point (H_i). Scale of mean error: 1 cm = 2 E

Рис. III. Изменения вертикального градиента (VG) в зависимости от высотной отметки пункта измерений (H_i). Масштаб средних ошибок — в 1 см 2 Е.

* Csapó G., Sárhidai A.

Megvizsgáltuk a légtömegek gravitációs hatását a mérési eredményekre. Több normál-atmoszféra modellel végeztünk számításokat és kidolgoztuk azt az optimális számítási eljárást, amellyel — a rendelkezésre álló hazai meteorológiai térképek és rádiószondás adatok felhasználásával — meghatározhatjuk a változó légtömegek hatását a nagy pontosságú gravimetriai mérési eredményekre. Ez a hatás, szélső meteorológiai viszonyokat véve alapul, Közép-Európában eléri a $13 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-2}$ ($13 \mu\text{gal}$) értéket, ami meghaladja a jelenlegi abszolút graviméterek mérési megbízhatóságát.

Az Egységes Gravimetriai Hálózat 1980–86 között végzett gravimetriai méréseit feldolgoztuk és az eredményeket kiegyenlítettük. A legkisebb négyzetek módszerén kívül olyan változatokat is készítettünk, amelyeknél a kiegyenlítést különböző célfüggvények felhasználásával végeztük. A kiegyenlítést robusztus becsléssel is elvégeztük. Ezek az eljárások jól kimutatják a legkisebb négyzetek módszerével végzett kiegyenlítési módszer gyengéit — különösen a durva hibákat megközelítő nagyságú mérési hibák esetében. A célfüggvények és a robusztus becslés célszerűen alkalmazhatók nemcsak gravimetriai mérések kiegyenlítésénél, hanem más, geodéziai és geofizikai célú mérések eredményeinek vizsgálatánál, hibakeresésénél is.

Példák az ELGI külföldi tevékenységéből

*Kubai Nemzetközi Földtani Expedíció**

A KGST-államok által létrehozott Nemzetközi Földtani Expedícióban Kuba D-i részén, Holguin térségében folytatta munkáját a magyar–kubai komplex földtani–geofizikai csoportunk. Az év végéig 3310 km² terület 1:50 000 méretarányú földtani térképezését, és az ezt kiegészítő regionális jellegű geofizikai kutatásokat, valamint 72 km²-en 1:25 000 méretarányú földtani–geofizikai nyersanyagkutatást végeztek a térképezés során megismert, nyersanyag szempontjából perspektivikusnak ítélt területe részekén.

A kutatási területen az ércesedés általában serpentinisedett ultrabázitokba nyomult diorit–gabbro telérek menti kőzet elváltozásokhoz kapcsolódik. Néhány ércindikáció — közöttük a Mayabe–Santa Maria nevű — reménybelinek mutatkozik arany–réz előfordulásra. A felszíni vaskalap alatti, metasztatikusan átalakult, piritesedett zóna geofizikai módszerekkel jól nyomon követhető. A telepített kutatófúrások igazolták a geofizikai indikációt és feltárták az érces zóna csapásmenti és mélységi kiterjedését.

*Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedíció**

A Nemzetközi Földtani Expedíció keretében dolgozó, földtani–geofizikai komplex kutatást végző magyar–mongol csoportunk 1986 folyamán elsősorban a Mongön Öndör elnevezésű ezüst–polimetallikus ércelőforduláson folyó felderítő–értékelő munkákban vett részt. Ezenkívül elvégezte néhány más nyersanyag-indikáció 1:50 000 méretarányú földtani térképezését, köztük a Mогоj Csulut nevű ritka földfém indikációt is. A geofizikai térképező munkák mellett a csoport kísérleti–módszertani jelleggel egyenáramú geoelektromos réteggörbületi fúrás–felszín, fúrás–fúrás, felszín–felszín változatokban közzéppotenciál módszerrel is végzett méréseket, az érces zónák követése érdekében.

* Zsille A.

A végzett kutatómunka eredményei:

- az Öndör Cagán ércmező K-i oldalán a geofizikai térképezés segítségével újabb érces zónát tártunk fel;
- a Mogoj Csulut nevű területen a ritka földfémek reménybeli készleteire újabb bizonyítékokat nyertünk;
- a Cagan Csulut területen wolfram-, molibdén- és ezüsttartalmú kvarcteléreket mutattunk ki, ezek továbbkutatása 1987-ben folytatódik;
- részletező ércgeofizikai mérésekkel sikerült árkolások között az érces zónákat követni, valamint a fúrásokban harántolt érces zónák kibúvási helyeit kimutatni.

*Bauxitkutatás Görögországban**

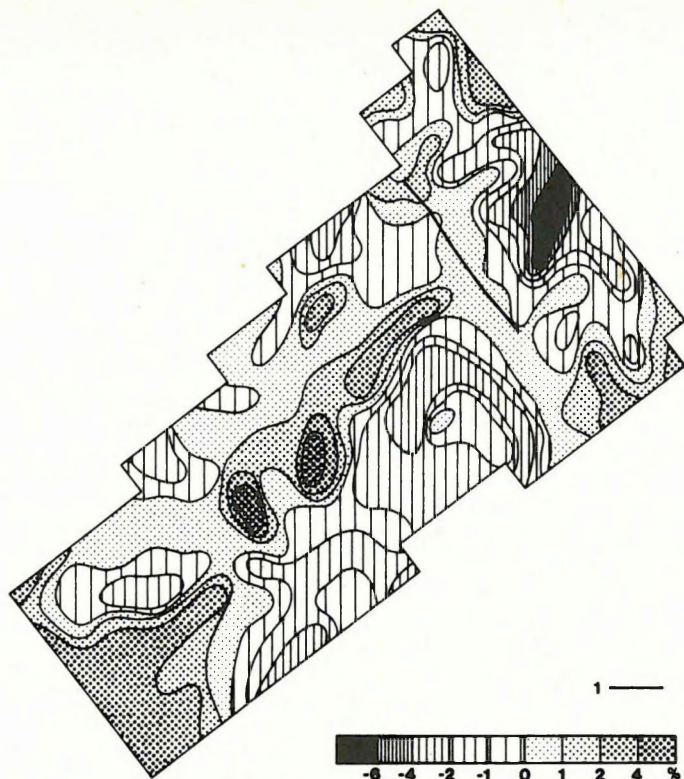
A Greek Helikon Bauxites cég megbízásából bauxitkutató geofizikai méréseket végeztünk Distomon város környékén, a Helikon-hegységben, közel 3 hónap időtartamban. Feladatunk az ún. második bauxitszint vizsgálata volt több különböző területen, amelyek együttes nagysága kb. 2 km². A bauxit kemény kőzet formájában fordul elő az említett hegységben, vastagsága általában 0–10 m, ellenállása az egyenáramú szondázások alapján 500–900 Ω m. Feküje felsőjura (kimmeridgei), fedője szintén felsőjura és középsőkréta mészkő (titon és cenoman), ellenállásuk kb. 3000–6000 Ω m. A gyűrt, gyakran töredezett kőzetek rétegdőlése nagy, néha 60° feletti. A vető- és törésszónákat karsztvíz, agyagos hordalék töltheti ki, ezért egy részük jó vezetővé vált.

A kísérleti mérések során a Turam és az FFG térképezés, valamint a Maxi-Probe frekvenciaszondázás bizonyult alkalmasnak a feladat megoldására. Azokon a területrészeken, ahol a vizsgált bauxitszint a felszín közelében volt (kb. 0–60 m), vertikális elektromos szondázást és alacsony frekvenciás rádióhullámú térképezést (VLF) végeztünk. Az FFG-térképezést általában nehezen lehetett elvégezni az igen száraz, sziklás felszín nagy elektromos ellenállása miatt.

A Turam-anomáliákat is figyelembe véve, szabálytalan hálózatban telepítettük a frekvenciaszondázási pontokat, amelyek segítségével közelítő tektonikai képet szerkesztettünk. Ilyen módon tudtuk a Turam-anomáliákat minősíteni és fúráspontokra javaslatot adni. A 112. ábra Turam térképén a középső részen látható elnyúlt, pozitív anomáliát javaslatunkra mélyfúrásokkal ellenőrizte a megrendelő. Az anomáliát bauxitlencse keltette, legnagyobb vastagsága valószínűleg 3,5 m.

A 113. ábra frekvenciaszondázási szelvénye bauxitot nem jelzett, de a mélységviszonyokat a mélyfúrások tanúsága szerint hűen tükrözi.

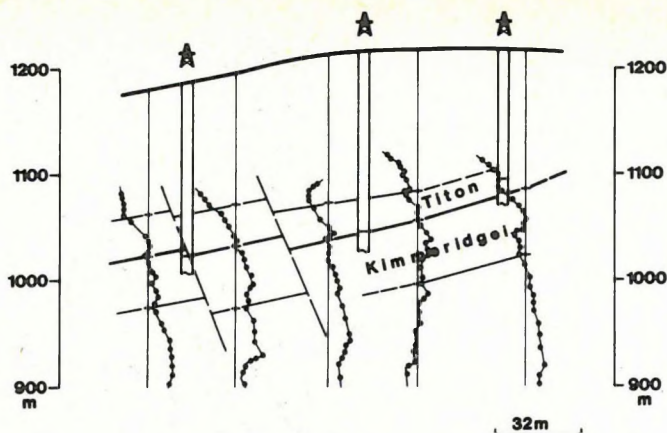
* Bodri Gy., Gyurkó P., Rezessy G.



112. ábra. Normált Turam térerőarány térképe. Helikon-hegység, Görögország
1 — frekvenciaszondázási szelvény nyomvonala

Fig. 112. TURAM-anomaly map of the reduced field-strength ratio (Helikon Mountains, Greece)
1 — electromagnetic sounding profile

Рис. 112. Карта нормированного соотношения напряженностей поля Ту-рам, Геликонские горы, Греция:
1 — профиль МЧЗ.



113. ábra. Multifrekvenciás szondázási szelvény, nyomvonalát lásd a 112. ábrán

Fig. 113. Electromagnetic section of multifrequency soundings, for location see Fig. 112

Рис. 113. Профиль многочастотного зондирования, положение см. на рис. 112.

Vibroszeiz mérések Ausztriában*

A Rohöl-Aufsuchungs GmbH (RAG — egy Mobil-Shell közös vállalat) megbízásából négy hónapig vibroszeiz terepi méréseket végeztünk Felső-Ausztria festői hegyei között. A mérés adatai:

Lemért vonalak száma: 20

Geofoncsoport-köz: általában 20 méter (egy vonalon 25 m,
egy kísérleti vonalon 12,5 m)

Csatornák száma: 120

Fedésszám: 3000% a szelvények 25%-án, 6000% a szelvények 75%-án

Felvételszám: 6311

Vonalak hossza: 170 km

Mérési idő: 4 hónap, 2 műszak személyzettel

Felvevő műszer: DFS-V—CS-2502 (Texas Instruments — Sercel)

Előfeldolgozás az R-11 előfeldolgozó centrumon: beadás, demultiplexálás, mélységpont szerinti rendezés, NMO, összegzés. Az előfeldolgozott szelvény egy-egy vonal lemérése után átlagosan 2 hét alatt készült el. A feldolgozás a Prakla számítócentrumban történt. A Prakla centrum Bécsben van, a RAG székházában. A RAG bérli a centrumot.

* Kónya A.

Sok nehéz helyen végeztünk már vibroszeiz méréseket a Mátrától Görögországig, de ez mindent felülmúlt. A megrendelő kívánságára a mérési vonalakat egyenesen kellett kitűzni, csak a vibrálási pontok vonala igazodhatott az utakhoz és egyéb járható helyekhez. Ezzel a mérési rendszerrel nem volt szükség görbe vonal mentén végzendő feldolgozásra. Így egyszerűbb a feldolgozás, és a mélységpontok eloszlása is egyenletesebb, mintha a kábelvonal is követte volna a járható helyeket. Csak a hegyek ne lettek volna olyan merevedek, a kábel ne lett volna olyan nehéz és az eső ne esett volna egy hónapig állandóan. De esett. Így sárban csúszva kellett az igen nehéz 120 csatornás kábeleket cipelni hegyre fel, völgynek le. A vibrátorok a keskeny kis aszfaltutakon valahogy elfértek, de amikor azokról letértünk, akkor a helyi turistaegyesület képviselője rögtön levelet írt a felső-ausztriai *Neue Kronen Zeitung* című lapnak, és tiltakozott a turistautak tönkretételé ellen. „Diplomáciai” tevékenységünk eredményeképpen belátták, hogy amennyiben olajra és gázra szükség van, akkor a vibroszeiz módszer még sokkal jobban kíméli a környezetet, mint a hagyományos robbantásos szeizmika. Azt is be tudtuk bizonyítani, hogy minden tőlünk telhetőt megteszünk a környezet védelme és a károk megszüntetése érdekében. Ezek után már tevékenységünket barátságosan ismertető fél oldalas cikk jelent meg a *Salzkammergut Zeitung* című napilapban. Mindezen terepi és környezetvédelmi problémák között is igen jó teljesítményt értünk el. A havi teljesítmény átlagosan több mint 1500 darab 120 csatornás vibroszeiz felvétel.

A vibrálásra és mérésre fordított idő a munkaidőnek több mint 40%-a volt. A RAG képviselője írásban kifejezte, hogy a jó teljesítmény mellett határozottan elégedett volt a mérés minőségével is. Még a *Mobil World* című vállalati újságban is megjelentettek egy munkánkat elismerő cikket (114. ábra).

A jó szeizmikus anyagminőséget elősegítette, hogy rendelkezésünkre állt a megfelelő mérési paraméterek kiválasztására és a mérési anyag állandó ellenőrzésére a helyszínre szállított ELGI fejlesztésű konténeres szeizmikus előfeldolgozó centrum.

Austro-Hungarian Empire lives in spirit despite border

VIENNA, Austria

The Austro-Hungarian Empire died in 1918, but economic ties have helped keep its spirit alive across the Iron Curtain.

A prime example comes from Rohöl-Aufsuchungs Gesellschaft mbH (RAG), a Mobil-Shell joint-venture exploration and producing company based in Vienna. Three times in the past five years, Hungarian companies have successfully bid for—and undertaken—major jobs in Austria for RAG.

In the first instance, in 1981, a Hungarian drilling team was contracted to drill the Oberhofen 1 wildcat well. The Hungarians' equipment, more powerful than RAG's, enabled them to drill 14,100 feet. That may have been old hat to some in the industry used to drilling deep gas wells, but the event was covered on Hungarian TV.

Three years later, RAG turned to a Hungarian company when it wanted to conduct a carbon dioxide injection test—

the first ever in Western Europe—in the Ried field in Upper Austria. Since Austrian-produced CO₂ was too expensive to be used, RAG looked elsewhere for cheaper sources of supply—and settled on Hungary. Beginning in March 1984, Hungarian tractor trailers hauled tankloads of deep-frozen carbon dioxide 220 miles from Repcelak to Ried in Upper Austria, keeping to a strict schedule as they traversed the border.

This year, a Hungarian seismic crew was brought in to survey the Flysch area near Gmunden in Upper Austria. The Hungarians had outbid four other companies and impressed RAG management with their efficiency and enthusiasm.

"The Upper Austrian Flysch area is of increasing interest. It's ripe for exploration," says Don Macpherson, RAG geophysical superintendent. As ripe, perhaps, as the growing ties between Austrian and Hungarian businesses.

—GEORGE KOEGL

114. ábra. A Mobil cég híradójában megjelent cikk az ELGI szeizmikus méréseiről

Fig. 114. A report on the seismic survey of ELGI in Austria from the news of Mobil

Рис. 114. Статья, появившаяся в известиях фирмы Мобиль, о сейсмических измерениях, выполненных ЭЛГИ.

Könyvtári szolgálat

A Könyvtár jelenlegi állománya 28 122 kötet könyv és folyóirat, valamint 10 991 egyéb könyvtári egység. Állományunkat 1986-ban 542 kötet könyvvel, 347 kötet folyóirattal, 649 egyéb dokumentációs kiadvánnyal, 350 műszer-prospektussal gyarapítottuk. Folyóirattárunk 6-féle új folyóirattal bővült. Nemzetközi kiadványcsere révén 318 db kiadványt kaptunk és 59 országba 587 címre 3355 db kiadványt küldtünk. Könyvtárközi kölcsönzés: 1986-ban 209 alkalommal kölcsönöztünk külső intézményeknek. A könyvtári szolgáltatásokat az elmúlt évben 4797 olvasó/kölcsönző vette igénybe.

Kiadványok

1986-ban az ELGI a következő kiadványokat jelentette meg:

- A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1985. Évi Jelentése;
- Geofizikai Közlemények 32. kötet 1., 2. és 3. szám;
- Study of the Earth Tides (Bulletin of KAPG) No 8.

ANNUAL REPORT OF THE
EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL INSTITUTE
OF HUNGARY
FOR 1986

1 GEOPHYSICAL PROSPECTING

The field work of ELGI for 1986 is presented in the map of *Fig. 1*.

From among the most important projects of the past years two programmes of northern Hungary have been completed (the ore exploration of the Mátra Mts and the regional structural investigation of the Aggtelek-Rudabánya hills), and the regional geophysical exploration of the Bükk Mts and surrounding areas commenced. The *reconnaissance bauxite exploration* has been extended to the area of the Villány hills. Here the task is to delineate the bauxite occurrence, known since the early 30s, and to make a prognosis for further bauxite deposits. In 1986, geophysical measurements were carried out in the southern and eastern foreground of the Szársomlyó hill. A gravity network of 9–10 station/km² was completed. The Bouguer anomaly map was constructed with $\sigma = 2.0 \text{ g/cm}^3$ Bouguer correction. From the filtered anomaly maps the one with $\kappa = 4$ is presented in *Fig. 2*. The depth to the Mesozoic basement known from boreholes correlates well with the residual anomalies. Exploratory boreholes were drilled on seismic profile Vá-2, but neither of the two holes reached bauxite. The time section of profile Vá-2 coloured according to amplitude strength is presented in *Fig. 3*. From the Hilbert transform variants the instantaneous amplitude section is shown in *Fig. 4*. In the central part of the profile the zone of low instantaneous amplitude and SSE dip is interpreted as the interface between Jurassic and Triassic limestone blocks.

Reconnaissance bauxite exploration was carried out in the following areas of the Transdanubian Central Range: Bakony-South, Tapolcafü, Gerecse-SE, Bajna-Epöl, Felsőgalla-Tornyó, Gyermely and Szomor. From these areas two case histories are presented. In the *Bakony-South area* the task was to determine the methodology for the reconnaissance survey. The experiments were carried out on four localities where, in 1986, 6 parameter drillings were executed by the Bauxite Exploration Enterprise. The locality of Diszel was used for carrying out potential mapping (*Fig. 5/a*) and Maxi-Probe frequency soundings (*Fig. 5/b*). It was concluded that the conductance anomalies of the PM map are not caused by the changes in thickness of the overburden but by its resistivity variations. As a result of experimental measurements we could

set up the geophysical model of the area and elaborate the exploration strategy.

Maxi-Probe sounding profiles were planned for the Gyermely locality using the results of the gravity survey of 100×100 m network of 1985. The task was to delineate the trough known from gravity data. In Fig. 6, above the Maxi-Probe electromagnetic section, the Δg and three different filtered profiles are plotted. The best correlation with the electromagnetic data is to be found in the case of $\kappa=3$, therefore this map can be used to determine the strike of faults found in the e.m. sections.

In some areas of the Transdanubian Central Range, brown coal and bauxite are to be found at different levels. One of these areas in the Bajna–Epöl area for which a combined reconnaissance plan was prepared by the Hungarian Geological Survey and ELGI. In the first phase a gravity survey was carried out over a network of 100×100 m, to get an overview of the main structural directions. From the results the filtered anomaly map ($\kappa=3$) is presented in Fig. 7. From the gravity maps (Bouguer and residual) an optimized depth to basement map was constructed by fitting their combination to borehole and depth determining geophysical data (Fig. 8). The basic assumption for this operation is that the overburden is of constant density. In the present case this condition is not fulfilled since the steps in the basement topography are accompanied by pinch-outs and facies changes in the overburden. We have supposed that the difference between input and computed depth values—at the site of the input data—will reflect the density changes of the overburden. For example, the limestone facies of the Eocene, which is of great importance for both bauxite and coal exploration, should manifest itself by density increase. The difference map (Fig. 9), however, does not show the expected correlation with the areal distribution of the calcareous Eocene—at least based on our present knowledge. Further experiments should help to solve the problem. A few parameter holes were drilled in the area, one finding good quality brown coal, and grey bauxite. Fig. 10 presents the Maxi-Probe e.m. profile crossing this borehole. The dip of the coal seam is the same as that determined from cores (30°).

The reconnaissance survey for Eocene brown coal in the Transdanubian Central Range was continued in two areas in 1986. On the Mór–North area a gravity survey was carried out over a network of 200×200 m. Its residual anomaly map is presented in Fig. 11. On the Lencsehegy–South area—as boreholes had proved the presence of brown coal—the seismic reflection survey was continued (Fig. 12). From the VIBROSEIS® profiles (of 14 sec long combisweeps), the one crossing the centre of the area is presented in Fig. 13. In the foreground of the main fault, we suppose—by analogy—the presence of the coal-bearing formation.

The programme dealing with the regional exploration of the Danube–Rába

lowland continued according to plan. The progress that has been made in various geophysical surveys is shown in *Fig. 14*. From the results, comprising three depth ranges, two are reviewed. The structural analysis of the basement is the task of the combined telluric-magnetotelluric survey and of the seismic reflection profile spanning the whole basin. The isoarea map of the telluric survey, together with the anisotropy ellipses, is presented in *Fig. 15*. There is a good correlation between the telluric and the gravity maps on the whole area, except south of Kőszeg. It can be supposed that here the outcropping basement has a decreased resistivity whereas everywhere else the basement has high density and resistivity compared with the overburden. Magneto-telluric soundings follow the telluric survey by a few map sheets. Their results, together with those of former years, are presented in *Fig. 16*. The geoelectric basement seems to correlate with the surface of the Palaeozoic rocks, judging from the boreholes of Mihályi, Takácsi, Tét and Mosonszentjános. It can be supposed that resistivity values of 30–100 Ωm correspond to Palaeozoic in the deep basin too, while on the SE part of the profiles, resistivities higher than 100 Ωm refer to Mesozoic rocks. There, in the basement, appears the conductive layer of the Transdanubian Central Range.

As part of the structural analysis, a 70 km long seismic reflection profile was shot across the basin (for location see *Fig. 14*). On the western end of the profile the basement consists of the crystalline schists of the Sopron hills belonging to the lower East-Alpine nappe system (*Fig. 17*). At picket 6 km, one can see the flattening continuation of the Mihályi elevation. Between pickets 20 and 23 km, at a depth of 6–6.5 km, we marked the possible causative body of the 220 nT magnetic anomaly of the Szigetköz. The greatest depth of the basin can be estimated as 8.5–9 km. Between pickets 42 and 50 km, there appears an extremely deep trough. Further SE the seismic character of the basement is quite different. The faults accompanying the southeastern margin of the trough form a typical flower structure, penetrating into the youngest sediments. We identify this zone as the Mesozoic-Palaeozoic contact, i.e. the Rába line. The magnetotelluric soundings yield depth data that correlate fairly well with the seismic. At two points at the SE end of the profile, the discrepancies refer to the appearance of the marls of the Bakony Mts in the basement. The seismic stratigraphic analysis of the sedimentary complexes enabled us to determine a scale analogous with that of the Great Hungarian Plain. In the axis of the basin the average sedimentation rate of the Pannonian sediments is estimated as 0.4 mm/year—compaction included.

Geophysical exploration of the medium depth range continued—following the methodology of former years. A typical geoelectric cross section is presented in *Fig. 18*. Variations of geoelectric characteristics of the area can be studied on the maps of average resistivity weighted by layer thickness. Here we present such a map of penetration depth of 100 m (*Fig. 19*). Similar penetration is

attained by IP sounding of $AB=400$ m (*Fig. 20*). From the resistivity and polarizability maps, we have constructed lithologic sketches. The one that is valid for the depth range of 50–100 m, is presented in *Fig. 21*. This map divides the area into three parts, viz. the foregrounds of the Kőszeg and Sopron hills, where no hydrogeological interpretation can be made; the zones of coinciding anomalies of resistivity and polarizability—being partly present-day, partly ancient channel fills of rivers—forming the most favourable zones for water storage; and the areas above basement highs where Upper Pannonian sediments of small grain size are unfavourable for water yield.

The *geophysical exploration of the Balaton Highlands* is aimed at studying the possibility of different raw material occurrences. Regional gravity networks and seismic profiles enable us to determine the regional structural lines and structural units. Besides these tasks we can be of great help to geological mapping. In the Keszthely hills, for example, our task was to find small, near-surface karstic holes filled with kaolin. For this task the VLF method proved to be ideal. In *Fig. 22/a* the VLF resistivity map of the area is presented, where resistivity minima show locations of such sink-holes. Boreholes (A, B, C) proved that these holes are filled with good quality kaolin. The geophysical interpretation map (*Fig. 22/b*) shows further possible holes that are worth drilling.

At another locality of the Balaton Highlands the task was to determine the inner structure of the basement. Central loop transient sounding was found to be the most suitable method of solving the problem. The profile was measured in the dip direction (*Fig. 23/a*) and it clearly reflects the synclinal structure. Geological interpretation is presented in *Fig. 23/b*, where even the layers of different resistivity of the Sándorhegy marl formation could be separated (A, B, C).

Ground magnetic surveys were carried out to delineate basalt occurrences. In the area of the Halagos hill (*Fig. 24/a*) we could distinguish between different types of basalts. The same was achieved near Tóti hill (*Fig. 24/b*).

In northern Hungary, we started a regional project for *the structural exploration of the Bükk Mts and the surrounding areas* which is planned to be continued for 15 years. In 1986 the work started with the gravity, geoelectric and seismic surveys of the Szendrő hills. There has been considerable progress in the brown coal exploration project of Borsod county, where high resolution seismic profiles (*Fig. 25*) were successful in tracing thin coal seams deposited withing the Tertiary sedimentary complex. In the Lyukóbánya area special processing (to clarify the seismic image after Hilbert transformation a smoothing filter was applied designed by statistical analysis) helped to enhance the recognition of changes in seismic characteristics (*Fig. 26*). A 70–170 Hz frequency range and the respective 4 m resolution was achieved. The Sajókaza-W area raised another problem: the appropriate field technology had

to be found for the gravelly surface and the shallow deposition of the coal. The result is a signal-rich, high-frequency (80–200 Hz) time section (*Fig. 27*).

For the *structural analysis of the Mátra Mts and surrounding areas* geomagnetic (*Fig. 28*), geological (*Fig. 29*), and gravity maps (*Fig. 30*), as well as contour maps constructed from refraction seismics (*Fig. 31*) were used. The measure of detail of the analysis can be regarded as 1:200,000 based on the available volcano-tectonic information (*Fig. 32*). From the refraction seismic profile (*Fig. 33*) and geological mapping data, geological cross sections were constructed (*Fig. 34*) together with the stratigraphical column to be expected in the central part of the volcano (*Fig. 35*). Using all these data, gravity model calculations were carried out (*Figs 36–39*) in order to find the best fitting solution (*Fig. 38*). The analysis was extended to the Eastern Mátra too (*Fig. 40*). By integrating all the above-described information the following could be outlined for the structure and evolution process of the Mátra palaeo-volcano.

The volcanic sequence of the Mátra consists of three members: the Lower Andesite (Upper Karpathian), developing progressively from the Oligocene–Miocene sediments; the Middle Rhyolite Tuff (on the boundary between the Karpathian and Badenien) deposited with erosional discordance on the Lower Andesite; and the Upper Andesite (Lower Badenian) developing with gradual lithological transition from the rhyolite tuff. The most frequently occurring formation is the Upper Andesite. The development of the palaeovolcano can be described as follows: (1) The ascending andesitic magma caused a flat dome of about 23–27 km diameter, before surface volcanic activity started. (2) In the course of the first phase of volcanic activity this dome collapsed forming a cauldron of 20–25 km diameter. The volcanoes of this phase appear on the rim of the cauldron (Nyikom, Óvár and others along the N–S crest of the Western Mátra. (3) Simultaneously or soon after the cauldron formed, from inside it, the volcano of Galya grew out, probably with its centre at Sár hill. (4) After some while, a dome of 16–20 km diameter was formed inside the cauldron as a result of newly ascending magma, probably without surface activity. (5) This dome collapsed, forming a new cauldron of 13–15 km diameter and, similarly to the first one, volcanoes developed around its rim. The volcano of Típpanos and the volcanic centre system around Gyöngyösoroszi mine were formed at that time. (6) It is possible that inside this cauldron a volcano grew out, that of Sári hill, but it is also possible that what we see now is a fragment of the Galya volcano, formed in stage (3).

The volcanic products below the Upper Andesite can be fitted into this picture in the following way: the Middle Rhyolite Tuff, against generally accepted opinion that its origin is outside the Mátra, may have originated from the earlier cauldron stage, since there are examples for rhyolitic eruptions connected with cauldrons in otherwise andesitic volcanic areas. The

eruptive centre of the Lower Andesite can be tied to the outer basement elevation by its facies changes. In spite of considerable facies changes, the thickness of the complex is more or less constant (50–100 m). This signifies, maybe, erosion at the base of the Middle Rhyolite Tuff, with which the quick stratigraphic change is in harmony. Thus for the early cauldron (stage 2) three objects can be bound: the Lower Andesite, the Middle Rhyolite Tuff and the outer volcanoes of the Upper Andesite. The erosion between the two earlier events marks the discontinuous development of the caldera.

In *oil and gas prospecting* ELGI participated, as in former years, in the form of a contract with the National Oil and Gas Trust. In the surrounding area of *Kiskunfélegyháza*, a total of 750 km seismic profiles were shot between 1983 and 1985 (*Enclosure 1*). Processing and interpretation of the material of the 200 km profile length shot in 1985 were completed in 1986; we report here on this work. The geomagnetic and the gravity residual anomaly maps of the area—used for interpretation—were published in the Annual Report for 1985 (Figs. 33, 34). From the 1985 profiles six time sections are presented (Figs. 41–46). For marking, we used the same colours as last year, with some modification. Two of the maps are presented: the time contour map of the Pannonian basin floor (*Enclosure 2*) and that of the pre-Austrian basement (*Enclosure 3*). The Pannonian basin floor is the most certain horizon in the whole area. The pre-Austrian basement is extremely heterogeneous both in time and lithology. To it belong Lower Cretaceous volcanites, Lower Cretaceous and older Mesozoic sedimentary rocks and pre-Cambrian metamorphic rocks. Where this last could be separated from the Mesozoic, it was coloured pink. We traced the pinch-out zone of the Upper Cretaceous in the profiles and marked this zone on the map of the pre-Austrian basement.

In the seventies all of ELGI's efforts in CH prospecting were directed to the *Nyír region*. There, the most serious obstacle to geophysical exploration is the varied distribution of the Miocene stratovolcanic complex, whose thickness may reach several thousand metres. In the last few years the Nyír region has again come into the focus of interest. ELGI is taking part in the geophysical activity by gravity, geoelectric and seismic surveys. Here we report on the results of the geoelectric measurements. We used a new methodology by combining the measurements of the natural and artificial fields in the wave zone ($5 \text{ Hz} > f > 0.1 \text{ Hz}$). The primary task of the geoelectric measurements was to map the pre-Austrian basement. In the given geological build-up the resolution power of the magnetotelluric soundings is hindered not only intrinsically but by the fact that in the frequency range of $5 \text{ Hz} > f > 0.1 \text{ Hz}$, which is important for reaching the layers below the screening volcanic complex, there is the energy minimum of the natural electromagnetic field. In *Fig. 47* one can see that the error of the magnetotelluric soundings increases in the range of the multifrequency electromagnetic soundings. Thus

by combining the two measurements, the signal-to-noise ratio could be increased. The new methodology resulted in the profile of *Fig. 48*. The most intriguing results are the those in points 1 and 2; in the central part of the volcanic activity of the Nyír region the pre-Austrian basement could be determined.

The programme of *geophysical measurements along geological base lines* has continued for several years with the aim of investigating Hungary from the tectonic viewpoint. As one of its results, the conductive zone was found at an anomalous shallow depth in the Transdanubian Central Range (2.5–3.5 km). To check these results a further 20 magnetotelluric soundings were carried out in the area of this anomaly. *Fig. 49* presents all the curves in a map-like illustration; *Fig. 50* illustrates the depth to the conductive zone as computed by one-dimensional interpretation of the ϱ_{\max} and ϱ_{\min} curves. The direction of the ϱ_{\max} curves is also plotted. The characteristics of the curves are practically the same for the whole area: all curves reflect the effect of the conductive zone in the basement. The anisotropy, however, on the right-hand side of the curves, may surpass two orders of magnitude. Depths from such extreme values may be as different as 3–15 km. We had to conclude that, in the area, one-dimensional approximation cannot be accepted. The results of numerical model calculations, presented in *Fig. 51*, may be regarded as a first approximation of two-dimensional interpretation.

For several years, in ELGI it has been under progress to develop a new method of structural analysis—kinematic modelling. A new model was formed for the development of the Carpathian–Pannonian region in the Miocene, and it was fitted into the broader scope of the Central Mediterranean. After that we started to check the implications of this model in smaller units and to extend the modelling to earlier times. As a result, we outlined a tectonic evolutionary process that formed the present structural features of Hungary in the Oligocene and the Miocene. In the course of checking the overall model we subjected the *structural reconstruction of the Transdanubian Central Range* to a detailed study. The well-known syncline of the Bakony and Vértes Mts was followed in the Gerecse, Pilis and Buda hills where its axis gradually turns to the south-east. It was worked out that this structural bend was formed during the Albian–Turonian time span, together with the folding and nappe forming. We have separated four stages in the Oligocene–Quaternary evolutionary process (*Fig. 52*): (1) dextral shear of the south-eastern rim in the Oligocene which caused the formerly isometric bodies to become elongated towards the west. This stretching formed the strips of the Velence–Balaton granite zone and that of the Buda–Seregélyes–Buzsák Mesozoic zone. (2) The compression of the south-eastern margin (Early and Middle Miocene) bending the strips into an S-shape and turning, counter-clockwise, the Vértes hills relative to the Bakony Mts. (3) Sinistral shear (Middle and Late Miocene) mani-

festing itself in the translational movement terminating the Buda hills and appearing similarly in the northern rim of the Velence hills too, and in the sinistral faults of the Gerecse-Pilis region. (4) Block movements in connection with new N-S faults (Late Miocene-Quaternary) which formed the present structure and topography of the area east of the Vértes. The modelling has, up till now, revealed general relations, and has proved its capability in practical tasks. These tasks may be divided into two groups: (i) determining the present structure with higher accuracy thereby creating a sound basis for any kind of exploration task or engineering problem, and (ii) by reconstructing palaeogeographical situations, serving as a basis for coal-, bauxite-, etc. prognosis. Obviously the scale of the study is always limited by the quantity of information at our disposal.

For the *central part of Transdanubia* (Fig. 53) a series of geological cross sections was constructed (Fig. 57) from the stratigraphic columns of boreholes (Figs. 54-56) and by using the gravity residual anomaly map (Enclosure 4), the geomagnetic map (Enclosure 5) and the results of integrated geophysical interpretation (Fig. 58). Isopach maps were constructed for the Sarmatian-Pannonian sequence (Enclosure 6) and for the pre-Sarmatian Miocene (Enclosure 7). Having integrated all these data, a map of Oligocene-Miocene structural features was constructed (Enclosure 8). All these enabled us to draw the tectonic evolution of the region as follows. The striped pattern of the basement was formed in the Oligocene by the shear accompanying the about 500 km horizontal displacement of the Bakony unit. The boundary between the sheared and undeformed areas follows the axes of the Balaton and Velence lakes, cutting through basement strips. The central deep zone in the basement was formed only in the Miocene. During collision in the Early to Middle Miocene these strips were bent into S shapes in the area between the Balaton and the Danube. The compressional features connected with the collision need to be proved by further investigation of the deeper zones of the basin. In the Badenian, a compressional zone was formed cutting through the basement strips at an acute angle. This can be followed from Buzsák to Bugyi. The northern depressions of the central deep zone were formed simultaneously with the compression, after the termination of the volcanic activity at Nagyszokoly. We were unable to determine the age of the southern depressions in a precise manner although their Miocene age can be accepted, though this was probably after the termination of the volcanic activity. It is also likely that the elevations of Igal and Tolnanémedi are products of the same compression since their location and shape seem to be in connection with the structure and appearance of the northern overthrust zone. Younger Miocene movements followed the basement strips only on a large scale, but the details are of different directions. Therefore gravity

maps reflecting basement topography cannot be used directly to delineate basement strips.

The *engineering geophysical investigation of the Balaton recreation area* continued with the method of four-parameter engineering geophysical sounding. The loose Tertiary and Quaternary cover, which can be studied by that method, consists of Pleistocene loess in most parts, overlying directly the Triassic limestones of the Bakony Mts. On the rim of the mountains and in its basins Pannonian shallow-lake, marsh, and shore-line sediments of varied composition and physical parameters were deposited. These were studied in detail in the Tapolca basin (*Fig. 59*).

The most important task in the *exploration for ground water* was that of studying the alluvium of the rivers Mura and Kerka. The project started in 1984, with the aim of exploring the underground water potential—on a reconnaissance scale—both in the vertical and horizontal sense. The methods that were utilized were: engineering geophysical sounding and combined resistivity-IP measurements. In the Lenti basin, our geophysical activities were completed with the following results: we defined the general geophysical model of the area (*Fig. 60*); we proved that the thickness of the Holocene cover is not enough to provide protection against surface pollution. Thus the near-surface Pleistocene clastics, whose thickness (*Fig. 61*) and porosity would be satisfactory, cannot be counted on as a regional water base. The Upper Pannonian appears in two different geoelectric types in the area: a two-layer model (*Fig. 60, 3a and 3b*), and a one-layer model (*Fig. 60, 4*). The lower layer of the two-layer model seems to indicate that there may well be suitable drinking water in the necessary quantity. Its depositional depth—where it occurs—is presented in *Fig. 62*. In the area of the one-layer model resistivity maxima (*Fig. 63*) mark out the localities where the percentage of the higher porosity component increases i.e. those sites suggested for water production. The resistivity log recorded in a borehole (*Fig. 64*) drilled in the area of the two-layer model, proves the existence of the lower high-resistivity layer. Furthermore, a pumping test from the filtered 80–100 m zone produced water at a rate of 2000 l/min, although this depth zone represents just the beginning of the lower high-resistivity layer.

2 METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1 SEISMIC METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1.1 Shallow seismic methodology*

The success of the reflection prospecting of a depth interval ranging from a few metres up to 100 m depends on several conditions that can hardly be satisfied simultaneously. The utilization of high frequency energy sources of favourable signal-to-noise ratio as well as the preservation of the high frequency components of the reflected signals during detection are basic requirements.

When measurements are carried out in some multiple coverage arrangement, the deteriorating effect of the LVL on stacking can only be decreased by meticulous static correction. The multiple coverage system of first breaks can be used for determining static corrections.

The result of an experimental survey, satisfying the above-mentioned requirements, is presented in *Fig. 65*. As energy source an electric sparker of 1 kJ energy, developed by ELGI, was used. It operates on the principle of the electromechanical effect of an electric current. An electric arc discharge in an appropriate medium results in a plasma that exists for a short time during which it decomposes the surrounding medium and creates a pressure wave with good efficiency. The 1 kJ energy is achieved by the charging of a battery of condensers to 2500 V. This energy is given off by the equipment in about 200 μ s with the simultaneous production of high frequency components of advantageous energy distribution.

In the course of the experiments the sonde, containing the sparker, was placed in 2 m deep water-filled drill-holes. The emitted seismic energy was in the frequency range of 0 to 5000 Hz. For the survey a split spread, 6-fold coverage system was used with 5 m distance between single geophones of 100 Hz eigenfrequency. Signals were recorded by the ESS-01-24 engineering seismic equipment with a sampling interval of 0.25 ms.

The Miocene brown coal deposit can be found 50–60 m deep in the boreholes along the profile. The base of the coal deposit is of Middle to Lower Miocene age. This horizon can be identified in the seismic time section. The minimum vertical displacement of the faults, recognizable in the section, is of 1–2 m.

* *Hegedűs, E., Kútvolgyi, F., Petrovics, I., Sédy, L.*

2.1.2 Processing system for personal computers of in-mine seismic data*

Over the last few years in-mine geophysical measurements have progressed beyond the experimental stage and in certain mining districts have become routine. This new situation has created new requirements primarily in connection with the rapidity of furnishing the results of in-mine measurements. In the previous experimental period the transit time provided by the computing centre of the institute—organized and set up according to the requirements of reconnaissance prospecting—was suitable, currently for routine measurements a faster and more adaptable processing facility is needed.

In-mine geophysical measurements, even the most frequently used in-mine seismics, are characterized by relatively few data. Thus it seemed obvious that one should use a high performance personal computer for the processing of in-mine geophysical data in order to accelerate the processing and to make it flexible. We chose an IBM-AT/PC for which we developed our first program system for the processing of in-mine seismic measurements.

Description of the program systems

Three separate program systems were developed for the three main types of in-mine seismics: seam-wave transmission, seam-wave reflection, three component reflection program. All three program systems require the same hardware configuration:

IBM-AT computer

- 20 Mb Winchester disc background memory

- 1.2 Mb floppy disc

- 512 Kb memory

- IBM colour graphic adapter and display

- Mathematical co-processor (INTEL 80287)

- PK-1 magnetic tape unit

- PK-1/RS 232 Interface

- Epson FX-105 matrix printer

The program systems run under the DOS 3.0 operational system. The input of the seismic records, as well as the transfer and display of data are carried out in the same mode by the processing programs. These functions can be chosen from the menu appearing on the screen (*Fig. 66*) by the following commands:

* Baki, Gy., Bodoky, T., Scholtz, P.

INSTALLATION

Definition of basic parameters, e.g. sampling interval, channel number, length of channels, etc.

LOAD

Transfer of seismic records—formerly read from the cassette unit by a stand-alone input program—from Winchester disc or the floppy disc into the core memory

VIEW

Displaying of seismic records on a screen with the possibilities of gain modification, and shifting at records along the time axis. On the screen time windows can be marked out on individual channels with the cursor, for further processing

SAVE

Saving of the results on floppy or Winchester discs

PRINT

Printing of records or time sections on a matrix printer in wiggle-trace format

SYSTEM

If the SYSTEM mode is on, the selected processing operation is executed for all the records given on the SYSTEM command parameter list.

The parameter list belonging to the commands appears in the lower left corner of the menu whereas the identifier of the record having been just read in and saved appears in the lower right corner.

In addition to the general commands for data input there are some special ones as well. For example, in the case of processing of transmission data, the geometrical parameters can be input by the command GEOM whereas when processing of reflection data parameters of the lay-out and the static corrections are input by the CORRECTION command. The results of transmission measurements can be printed either in map form by the MAP command on the matrix printer or in matrix form by the MATRIX command. The other commands carry out basic processing operations:

EDIT

Editing of seismograms, killing of defective channels, polarity changing of channels

NORM

Normalization to mean amplitude, to average energy and to maximum amplitude

FILTER

Low-pass, high-pass and band-pass filtering

ROTA

Operation improving the signal-to-noise ratio in the case of multicomponent measurements

ENVELOPE

Envelope forming

STACK

Dynamic correction and CRP stacking

SPECTRUM

Determination of amplitude- and phase spectra of traces

VELOCITY SCAN

CRP gather and dynamic correction of traces

GROUP VELOCITY

Group velocity analysis

PHASE VELOCITY

Phase velocity analysis

The systems are modular in construction and can be supplemented by further units; the units can easily be modified and/or replaced. To illustrate the application of the system the processing of a measurement carried out for Nógrád Coal Mines is described.

Seam-wave transmission and reflection measurements were performed in the panel of longwall N° X, under preparation, of the Ménkes Colliery to check the assumed untectonized state of the panel, and to determine the position and direction of the boundary fault on the other side of the haulage road (road C) of longwall N° X. The measurements were carried out by means of engineering seismic equipment ESS-01-24 of ELGI and three component geophones, type ELGI-3K-SM-7. The geophones and shotpoints were placed in the median plane of the seam. *Figure 67* shows the location map of the measurements.

Transmission measurements

These measurements were carried out in one direction only in order to achieve an overall picture. Two spreads with 5 m geophone spacing were placed in the haulage road (road *C*) of longwall N° X. Wave generation was performed in the ventilation road (road *A*) of longwall X, with 10 m shot-point intervals (Fig. 67).

Transmission records were processed for five frequency ranges: 140–200, 200–260, 260–320, 320–380 and 380–440 Hz. Four tonalities were used to characterize the transmission on the relative transmission maps, from which those belonging to the 2nd and 4th time windows can be seen in *Figs. 68* and *69*. The four tonalities represent from the dark to the light the transmission values below 30%, between 30 and 50%, between 50 and 70% and above 70%.

The dispersion features of the area are known from earlier measurements, thus it is known that the 4th relative transmission map (Fig. 69) corresponds to the Airy-phase frequencies. The map shows a rather disturbed picture, especially in the triangle marked by shotpoints and geophones 101, 111 and 1 but there are transmission values below 30% also in the central part of the panel, between shotpoints 114 and 119 and geophones 12 and 21, as well as those below 50% in the foreground of points 20–31.

At frequencies lower than those of the Airy phase the transmission values are on the upgrade in the whole area (Fig. 68) thus it can be concluded that the disturbed picture is caused either by one fault of varying size running through the area and in some places its throw reaches the seam thickness or by several smaller faults. More accurate determination is not allowed by the one directional transmission. The two faults of throw: $H=0.5$ and $H=0.7$ in the ventilation road (road *A*) of longwall N° X make the second variation more probable since these faults enter the panel at points 111 and 121. Since the picture behind the second fault (shot from points between 122 and 127) is still disturbed a third fault parallel with the former two has to be assumed that is not yet known from the roads.

Reflection measurements

The seam-wave reflection measurements were performed at the side of the haulage road (road *C*) opposite to the longwall along 150 m length. The task was to determine the position and direction of the boundary fault found at the end of drift VI (road *B*), since the exploring heading (road *D*) advanced from the haulage road indicated the unexpected change in direction of this fault (Fig. 67). The measurement was carried out with 5 m geophone separation and—so far as it was enabled by the narrow place—in a two directional

in-line offset, 12-fold coverage spread arrangement (offset in one direction was 17.5 m whereas in the other direction it was 7.5 m).

Due to the expected position of the fault, processing was performed only for the radial component of the geophones including editing, 320–380 Hz band-pass filtering, envelope forming, dynamic correction and stacking. The time section obtained as a result is shown in *Fig. 70*. The wave reflected from the fault plane can clearly be seen. The reflection picture, however, shows the focusing phenomenon—well known in seismics. Therefore the time section had to be transformed to a plane. The velocity necessary for the transformation was obtained by means of the computer aided analysis of a transmission record. The velocity, that is essentially the group velocity of the Airy frequencies of the Evison waves, is 1250 m/s on the area. *Figure 71* shows the map obtained as a result of the transformation. In this figure it can be seen that the fault is curved and either returns towards the haulage road or another fault forks out from it opposite point 85 of the section that is expected to cross the haulage road at 50–70 m from point 150. It was determined anyway that the boundary fault does not keep its direction detected in the exploring heading for a long stretch. Our results were justified during winning.

The above-described processing took two days. Thus it can finally be stated that in the case of limited quantity of data—e.g. in-mine seismics, shallow seismic prospecting, engineering geophysics, etc.—the processing can substantially be accelerated and its flexibility considerably improved by program systems developed for high performance personal computers.

2.1.3 Engineering seismic sources*

The demand for shallow-seismic measurements ($h=1$ –100 m) as well as the possibility of data acquisition (with an ESS-01–24 recorder) and processing by high capacity personal computers (PC)—even on the measuring spot—necessitates the development of environmentally safe and easy-to-handle signal sources of appropriate energy and frequency content for different surface conditions.

In this paper six different types of energy sources operating by means of chemical energy (shotgun cartridge) are compared from several aspects. Also the “classical” hammer and the board pressed to the ground and hit from the side (SH-source) were included in the comparison. The common parts of the devices (*Fig. 72*) are the cartridge shell containing the shotgun cartridge (6–8 g gunpowder) and the mechanical firing device operating with an electro-magnet or with a dropping weight. Some of their features can be seen in *Table I*.

* Dianiska, L., Hermann, L., Sédy, L.

Device	Weight (kg)	Mechanism of signal generation	Ignition	Position of boring	Ground	Borehole diameter/depth (cm)
SR-II	70	reacting force of the jumping mass	electromagnetic	—	hard, stable	—
SR-A	11	gas pressure on the ground (after expansion)	electromagnetic	—	marshy	8.6/50
SR-B	7	gas pressure on the ground (directly)	falling weight	circularly, inclined	easy to drill	4.3/100
SR-C	7			circularly, horizontal		
SR-D	7	SR-B with two cartridges				
SR-S	7	gas pressure on the ground (directly)	falling weight	on one side, horizontal	easy to drill	4.3/100

Gas pressure in the explosion chamber is 150 to 220 MPa depending on the charge.

Table I. Some characteristics of the examined tools

The comparison measurements were carried out near Kisoroszi, on flat land on an alluvial plain of the Danube. *Fig. 73* shows the geometry of the measurements and the model determined from P-wave first arrivals. The first sensor was a 3-component sonde in a 3 m deep drillhole whereas the others were vertical geophones as well as in-line and perpendicular horizontal geophones placed on the surface ($f_0 = 40$ Hz). The extent of the arrangement was a 180° angular domain, and—considering also shotpoint *I*—a distance range of 2–100 m. Signals were recorded by an ESS-01-24 instrument with a sampling rate of 0.25 ms.

The primary evaluation of the recorded data was carried out on a Sinclair-QL PC equipped with a cassette drive. Some of the records arranged according to detector components are presented in *Fig. 74*. Fourier transformation was carried out for each channel to determine the amplitude spectra (*Fig. 75*) and the energy contents of the channels with respect to the time gate and the gain setting. Energy is concentrated in narrow bands of the spectra, thus the frequency content of the channel can be well characterized by the frequency belonging to the peak. Since these bands did not show definite distance dependence for any of the devices, the histograms of the peak frequencies were used to characterize the frequency content of the individual sources considering all the data (*Fig. 76*).

The relative energy of the sources was determined for each shotpoint-sensor pair, taking the energy of SR-II as 100%, and the average of these was calculated (the height of the columns in *Fig. 77/a*) and the percentage distribution of the wave types of the individual sources was determined from the records obtained from shot point *I* (graduation within the columns). For comparison purposes the weighted means of the peak frequency histograms were illustrated here as well (*Fig. 77/b*).

The seismograms of *Fig. 78* were recorded at another locality, using vertical geophones only and different amount of summing. Records were normed and band-pass filtered. One can observe that the lowest frequency spectrum and highest energy ground roll were produced by the SR-II. After norming, on the traces nearest to the shotpoint practically no other signal can be seen but ground roll. From both points of view the sparker proved to be the best. Its 1 kJ energy is provided by a 2500 V electric discharge.

These two last figures prove that besides the SR-II, used for the last 10 years both at home and abroad, further energy transducers of equivalent energy but of lesser weight could be developed (SR-A, SR-B, sparker). The special advantages would be that the SR-A can be used in marshy conditions, and the sparker is especially designed for high-frequency measurements. The SR-S, however, designed as a shear-wave source, has not fulfilled expectations, probably because of the small surface of energy transfer.

2.1.4 Extension of the SD-16 seismic field system with a correlator*

Extended with a correlator, the SD-16 seismic data acquisition system, made in Hungarian-GDR cooperation, became suitable for performing VIBROSEIS measurements (*Fig. 79*). The correlator is based on an LSPT-type floating-point array processor developed in ELGI. Supplemented with an INTEL 8086 microprocessor aided controller and with a large semiconductor background memory, this processor performs the functions of the correlator. The new INTEL 8086 controller is connected to the microcomputer controlling the SD-16 through one connection point.

The array processor developed to operate as a correlator is able to carry out Fourier transformation with up to 8K complex data. Standard FFT block sizes are: 0.5K, 1K, 2K, 4K and 8K. If the data are less the array is filled with zeros and transformation is performed accordingly. Correlator operations are: input, output, summation, correlation (correlation either before or after summation) and similarity analysis.

Data acquisition and processing is carried out as follows: Depending on the channel number, data length and sampling interval, first the parameters of the SD-A data acquisition unit then those of the 8086 based correlator control unit are set by a Robotron microcomputer. (The 8086 control unit operates by firmware which was developed on a HP 150 type PPC.)

The parameters of the peripherals (SD-A data acquisition unit, background memory, LSPT-type array processor), necessary for the operation, are recorded and then reported to the Robotron microcomputer by the control unit of the correlator if it is ready for data acquisition and processing.

The result can be recorded by a magnetic tape unit or displayed by the ERG-type playback unit. The equipment is able to process 24, 48 or 96 seismic channels. Recording length can be adjusted in 1 sec steps between 1 and 15 secs. The sampling interval can be chosen as 1, 2 or 4 ms.

* Komjáthy, J., Lazarovits, Gy., Méry, T., Páhi, L., Rajnai, R.

2.2 GEOELECTRIC AND GRAVITY METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.2.1 Electromagnetic methodological research

2.2.1.1 Study of the orientation errors and their elimination in Maxi-Probe soundings*

This technique requires measurement of vertical and horizontal components of the electromagnetic field induced by a loop laid out on the ground. The diameter of the transmitter loop is significantly smaller than the receiver-transmitter separation, therefore the source can be considered as a magnetic dipole. If because of the unevenness of the surface this magnetic dipole is not perpendicular to the plane of the surface—more precisely to the plane determined by the transmitter and receiver (dip direction coincides with the transmitter-receiver direction)—the error is called transmitter-side error. When the receiver is set in the vertical position and the surface is not horizontal, the receiver is not perpendicular to the surface. This is called orientation error at the receiver side.

In receiver side correction, data that would have been measured with a receiver perpendicular to the surface could be calculated from measurements carried out with a vertical receiver [KARDEVÁN and PRÁCSER, 1984]. In addition to the absolute value of H_z/H_r , however, the phase value is needed as well. If the tilt of the receiver is Φ , instead of H_z/H_r the quantity

$$\frac{\frac{H_z}{H_r} \cos \Phi - \sin \Phi}{\frac{H_z}{H_r} \sin \Phi - \cos \Phi} = R_m \quad (1)$$

is measured. Here H_z and H_r are imaginary numbers, components of the magnetic field induced by the vertical magnetic dipole, R_m is the measured value. If Φ and R_m are known, H_z/H_r can be expressed. This receiver-side correction is valid if there is a transmitter-side orientation error too. In this case, however, results correspond to a measurement carried out with tilted transmitter, with the receiver perpendicular to the surface.

As a second step, transmitter-side correction should also be performed.

* Prácsér, E., Kardeván, P.

The transmitter-side correction is much more complicated than the receiver-side correction. Receiver-side correction is nothing other than plotting the measured values in a rotated coordinate system. For the transmitter-side, however, no method exists that enables us to calculate exactly the value that could be measured with a transmitter dipole perpendicular to the surface from the value measured with a tilted transmitter at only one frequency. Tilting of the transmitter significantly modifies the induced electromagnetic field.

If the tilt angle of the transmitter is Θ , the quantity

$$\frac{\frac{H_z^V}{H_r^V} + \operatorname{tg} \Theta}{1 - \operatorname{tg} \Theta \frac{H_r^H}{H_r^V}} = R_m \quad (2)$$

would be obtained after carrying out the receiver-side correction or simply in the $\Phi=0$ case.

The tilted dipole can be imagined as the sum of a vertical and a horizontal dipole. V superscript denotes the vertical dipole, H the horizontal one. In this case H_z^V/H_r^V cannot be expressed as a function of R_m and Θ .

A possible method for transmitter-side correction is the use of a master curve set, computed over a homogeneous halfspace for different Θ values.

The basis for the method elaborated by us is Eq. (2). The difficulty is that H_r^H/H_r^V is unknown for the given model. Correction starts at high frequencies. At each frequency H_r^H/H_r^V should be calculated for a homogeneous halfspace having a resistivity which is equal to the apparent resistivity calculated for the next higher frequency. Thus H_z^V/H_r^V can be expressed using Eq. (2), and based on this a new apparent resistivity can be calculated, which belongs to the given frequency. After that the next lower frequency follows. At the beginning of the procedure an apparent resistivity is needed at the highest frequency. This can be obtained by calculating a curve for a homogeneous halfspace using Eq. (2), and the apparent resistivity is determined from this for the value measured at the highest frequency. This is an approximation only, but when the frequencies used are close enough to each other and the tilt of the transmitter is small the difference between the corrected value and the result of the measurement without tilt does not exceed 1%.

In *Figure 80* the H_z/H_r curve measured over a homogeneous halfspace with tilted transmitter and receiver (a) can be seen, and its corrected H_z/H_r curve obtained by the above discussed method (b). In the figure this corrected curve completely coincides with the curve that could have been measured with a vertical transmitter and receiver. The curves in *Figure 81* are the results of a measurement over a two-layer halfspace. Corrected curves and curves belonging to a vertical transmitter and receiver coincide in this case too.

KARDEVÁN, P., PRÁCSEK, E. 1984: Effect of topography of frequency soundings performed with the Maxi-Probe EMR-16 system. Annual Report of ELGI, 1983. pp. 154-156.

2.2.1.2 Effect of dipping layer boundaries on Maxi-Probe measurements*

It is well known from field experience and results of physical modelling that dipping layer boundaries have a significant effect on the measured electromagnetic field components in frequency soundings using a vertical magnetic dipole source. To study this effect we have carried out calculations for a simple model (Fig. 82) where mathematical formulae developed for the 1-D case can be applied. The studied model consists of two half-spaces having finite conductivities. They are separated by a plane which dips compared with the plane of the magnetic dipole. Thus the presence of air was neglected, but calculations were performed with parameters (e.g. induction number) for which this neglect does not change the results qualitatively. The difference between the field components calculated for $\alpha=0^\circ$ and $\alpha\neq 0^\circ$ was studied as a function of each parameter (ρ_1 , ρ_2 , r , h , φ , frequency). The effect of the dipping layer boundary appears in each field component, this effect is stronger in the phase of the field components than in their amplitude, and the effect increases with increasing dip. For layout directions parallel to the strike (y-direction) this effect can be neglected if the dip angle is small. For layout directions parallel to the dip (x-direction) values of components E_φ and H_r will change when the transmitter and receiver are interchanged, whereas for layouts in the strike direction the transmitter-receiver interchange has no effect on the components. Based on these conclusions, a field technique can be elaborated by which the direction of dip can be approximately determined in the field at a given station by carrying out Maxi-Probe soundings in different directions.

In Fig. 83 the quantity

$$R_N = \frac{R(\alpha=5^\circ)}{R(\alpha=0^\circ)} \quad \text{where} \quad R = |H_z/H_r|$$

is plotted as a function of layout angle (φ) for two resistivity contrasts ($\rho_2/\rho_1 = 0.5$ and 2). Curves *b* and *d* show the results obtained by transmitter-receiver interchange. For the basic arrangement, when $\varphi=0^\circ$, the receiver is to the right of the transmitter, and for $\alpha>0^\circ$ the receiver is nearer to the layer boundary. The value obtained by transmitter-receiver interchange, i.e. $\varphi=180^\circ$, does not equal the value obtained for the basic array, i.e. $\varphi=0^\circ$, because these two arrays have different reference points. It can be seen that the effect

* Varga, M.

of resistivity contrast is small (curves a and c , b and d , respectively, are very near to each other). For measurements in the strike direction ($\varphi=90^\circ$) the dip has no effect. In multidirectional measurements that transmitter–receiver direction gives the approximate strike direction in which interchange of transmitter and receiver results in a minimum change of the measured quantity, R . If, in a measurement carried out perpendicularly to the direction obtained in this way, the value of R decreases when the transmitter and receiver are interchanged, the horizon slopes downward from the receiver towards the transmitter for the first arrangement, whereas the horizon slopes upward from the receiver towards the transmitter for increasing R .

2.2.1.3 Study of the effect of displacement currents*

For shallow frequency soundings with an investigation depth of several metres very high frequencies must be used (up to 1 MHz). In this case neglecting of displacement currents may cause serious errors both in calculating master curves, and in interpreting field results, especially when the near-surface layers are of very high resistivity. This often occurs in our measurements abroad (e.g. in Finland). Therefore we have studied, by numerical simulation, the effects of displacement currents on Maxi-Probe measurements—using a vertical magnetic dipole as source—and the conditions when these effects can be neglected.

As a consequence of taking into account the displacement currents, field components in theoretical calculations cannot be determined by analytic formulae even for a homogeneous halfspace, but only using numerical integration based on the so-called linear filter theory. At high frequencies displacement currents modify each field component (for a 1-D case they are E_φ , H_r , H_z and the quantity $|H_z/H_r|$ measured by the Maxi-Probe), phase angles are modified much more than the amplitudes. Either the effect of displacement currents should be considered in the interpretation of measurements, or the measurement parameters should be designed in such a way as to minimize these effects. In order to make the interpretation more accurate we intend to develop a new resistivity–depth transformation method which takes into account the displacement currents as well, while for designing the measurements curve sets were constructed (*Figure 84*).

In constructing the curve sets we were limited to the case of a homogeneous halfspace. This is not a very severe constraint because the higher frequencies are needed for studying the uppermost layer, thus the displacement currents play the greatest role here. Each curve set was calculated for one value of ϵ (dielectric constant). The dielectric constant of the most common rocks varies

* Varga, M.

within a relatively narrow band ($\varepsilon \sim 5-15$), therefore only a few such curve sets are needed. In measurements the value of ε is assumed to be known and the quantity $R=|H_z/H_r|$ is measured at a sufficiently high frequency.

If one knows the transmitter-receiver separation (L_m) used in the measurements the resistivity of the first layer (ϱ_m) can be determined by curve set 84/a. In curve sets 84/b and 84/c those values of R and those frequencies are plotted where, for the given ε , the normalized difference between the R values calculated with and without taking into account the displacement currents is

$$\frac{R(\varepsilon) - R(\varepsilon=0)}{R(\varepsilon=0)} \leq \Delta$$

where Δ is a pre-defined small number. In this way, from ϱ_m determined from curve set 84/a and L_m used in the measurement a critical R_{KT} value can be determined by 84/b. When R values smaller than this are measured, the difference is greater than Δ . By curve set 84/c a critical frequency (f_{KT}) can be obtained, at frequencies higher than this the difference exceeds Δ .

2.2.2 Engineering geophysical investigation to determine the quantity and quality of stored coal slurry*

Over a period of about three decades coal dust saturated with water has been transported from the coal separator of Borsod Coal Mines to the upper part of a valley which is dammed by a barrage. The coal slurry has gradually consolidated and become dry forming blocks of heterogeneous consistency. Because the quality of the coal that was separated was not always the same, it has meant that slurry of varying composition was transported to the dumping area. This in turn means that layers of different calorific value were deposited in consecutive periods and the spatial and depth distribution of the layers is random. By virtue of its present location and state the coal slurry can profitably be employed. However, the mining company must obviously not be insensitive to the selling price despite the very low production costs. To determine the selling price the quality distribution and volume of the coal slurry in the dumping area should first of all be assessed. With a knowledge of these the coal slurry can economically be marketed.

The mining company commissioned the Engineering Geophysical Section of ELGI to investigate the reservoir using methods suitable for determining the spatial extent and volume of the stored slurry, its layering and the quality of the layers.

The task has been solved by engineering geophysical sounding (for its

* Dobrovolni, K., Fejes, I.

detailed description see ELGI Annual Report for 1978, pp. 116–117), assuming that

- the in situ bulk density of the coal slurry deposited from water is significantly less than that of its undisturbed base;
- the layering and quality of the coal slurry can be determined by the gamma-ray method;
- the bottom of the valley is characterized by higher values of the mechanical parameters.

Field measurements were carried out in a grid. Simultaneously with the soundings coal slurry samples were taken from depths of 50 to 60 cm at every fourth station. Moisture, ash, hydrogen, total carbon, combustible sulphur and potassium oxide content of the samples, their combustion heat, calorific value, dry and ashless combustion heat were all determined by laboratory analyses.

From the different physical parameters determined by the method (*Fig. 85*) it can be stated that the in situ bulk density of the coal slurry differs by 0.3–0.5 t/m³ from that of the substratum. The difference in this single parameter enables us to determine the volume of useful material.

Judging from the gamma activity data the coal slurry is heterogeneous, the variation within one single sounding may exceed 100%. The bottom of the valley is characterized by definitely higher activities. Identification of this clayey layer as being the base is supported by the increased values of the peak force.

By comparing the gamma activity values measured in the field with the results of laboratory analyses, classification of the coal slurry is possible. The gamma activity of the coal slurry is mainly influenced by the potassium content, i.e. by the K⁴⁰ isotope. Because contaminating incombustible materials are rich in potassium, high gamma activity reflects low calorific value (*Fig. 86*). On analysing the results, it can be seen that the relationship between gamma activity and calorific value can be described by the formula:

$$Q_i = e^{b(g - G_A)}$$

where Q_i — is the calorific value (MJ/kg)

G_A — is the gamma activity belonging to unit calorific value (1960 cpm)

g — is the measured gamma activity (in cpm)

$b = -2.462 \cdot 10^{-3}$, constant.

This formula is valid for measurements with the given gamma tool. Values of about 1000 cpm are characteristic for coal slurries of 1st and 2nd class.

As a result of the investigations cross sections of quality distribution within the reservoir have been constructed (*Fig. 87*) providing the required information on the volume and mass of the useful material.

2.2.3 Geophysical measurements in the service of archaeology*

In the last two years we have carried out geophysical measurements, mainly dc resistivity profiling and magnetic surveys, in order to search for archaeological objects. Serious endeavours have been made to introduce new methods, e.g. it is hoped that the utilization of the electromagnetic conductivity measuring instrument (EM-31) will take the place of dc resistivity measurement.

One of our works was the geophysical investigation of a rectangular object discovered on an aerial photograph series taken for melioration purposes to the *SE of Túrkeve* (Fig. 88). The dimensions and location of the regular feature appearing on the photo and the conception of its supposed internal structure based on the enlarged picture correspond to those of numerous fortresses of Roman age known from Transdanubia. We carried out dc resistivity mapping in the NE corner of the rectangular object, which is presumably surrounded by an earth embankment, to determine the exact place of the corner. On the resistivity maps measured with orthogonal layout directions the effect of the earth embankment perpendicular to the layout direction was sought. Because on the anomaly maps constructed from raw data this was not visible we tried to enhance the information sought in the data set by different mathematical filters. By rotating the smoothing and high-pass, normal and residual, and edge enhancing filters, after several experiments we obtained the map shown in *Figure 89*, on which the location of the earth embankment lying in the supposed direction (approximately E-W) could be traced. This direction is—according to our interpretation—indicated by the high gradients on the map obtained by the rotated double edge enhancing residual filter. This interpretation is being checked by shallow drillings.

We have been carrying out geophysical measurements on the outskirts of *Jászdózsza*, in *Négyszállás*, over the area of a mediaeval Jazygian settlement for two years. Here investigations prior to excavations are extremely necessary because the settlement is at least 2 km long. It was striking that the location and size of the resistivity highs show a pattern similar to that of the houses in a mediaeval village. This could be explained by the fact that even though the houses were built of earth, almost all of them had a fireplace built of stone. Up till now two such zones have been checked by excavations and both of them verified this conception. A small part of the map obtained by dc resistivity profiling is shown in *Figure 90* (map A). In an excavation trench of 4×4 m located on the basis of this map a house from the 14th century with a stone kiln was found (*Figure 91*).

Efforts are being made to replace dc resistivity profiling—which is difficult

* *Pattantyús-A, M.*

and only moderately productive because of the use of current and potential electrodes—by utilizing the EM-31 electromagnetic conductivity measuring instrument. Although this method is sensitive first of all to formations of lower resistivity, and the investigation depth of the instrument exceeds that of archaeological objects, we carried out experimental measurements in Jászdózsa that can be considered as successful ones. Theoretical and practical developments made in connection with the instrument played an important role in that. By carrying out measurements at two different heights and in two different instrument positions, the depth of exploration can be changed. Solution of the apparent resistivity calculation allows for comparison of these measurements independently of height, and provides a possibility for gradient calculation too. This promotes the enhancement of resistivity highs. Map *B* in Fig. 90 which is the result of measurements carried out on the ground with the instrument in horizontal position, shows the maximum of map *A* only indistinctly whereas the gradient map (Map *C*) calculated from measurements at heights of 1 and 0 m clearly shows the effect of the object. It would be too early to form an opinion on the applicability of this method in archaeology on the basis of only few measurements, despite the results being encouraging.

A significant event in 1986 was that the valuable relics of the voluntary fire brigade of Nyíregyháza might return to Hungary after 40 years. Exploration of the treasures was supported by geophysical measurements. Treasures consisting mainly of silver objects were hidden at the bottom of a refuse pit of an army camp *near to Linz*, in Austria, in 1944. Successful exploration was promoted by the integrated scientific work including, in addition to historical data collection and archaeological surface examinations, expert observations and geophysical measurements too. Magnetic measurements were carried out along some profiles aiming to support the archaeological observations and to identify the refuse pit containing the relics. *Figure 92* shows the magnetic profile and maps of smaller areal measurements. On the basis of these it was possible to decide where the excavations should be carried out. During the excavation a metal detector of small penetration depth (0.5 m) helped us too. *Figure 93* shows some characteristic pieces of the treasures that were uncovered.

The archaeological expert of the measurements at Túrkeve was Balázs Erdélyi, while at Jászdózsa Dr. László Selmeczi was the archaeologist in charge. The archaeologist responsible for the exploration for the treasures of the fire brigade of Nyíregyháza was Dr. Péter Németh. We express our thanks to everyone concerned for their cooperation. The costs of the expedition to Austria were covered by the Hungarian Ministry of Education.

2.2.4 Computerized data processing and estimation of coal resources in the black coal fields of Máza-S-Váralja-S

The task mentioned in the title—on the initiative of the Central Office of Geology—has been solved by using the Exploration Information System (EIS) and the Computerized Mapping Software (CMS) package developed in ELGI for HP 9845 and R-35 computers, respectively. A brief summary of the potential application of the EIS and computerized data processing in geological-geophysical exploration has already been published in the Annual Reports for 1979 (p. 114) and 1982 (pp. 217-220). In what follows, we report on the completion of the work, which has been performed continuously since 1981.

By 1986 the comprehensive report on the reconnaissance survey of the area had been compiled. Establishment of a data base has to take into account the specific features of the area of interest. In the Máza-Váralja area the extremely large amounts of data and the differences in the amount of data from borehole to borehole required the creation of an auxiliary data base containing data sets of different length. In addition the system had to be completed with new users' programs, and a whole series of different computing and plotting subprograms.

The basic documentation of the data base containing the borehole data, and at the same time the most important outputs of the computer processing containing quantitative data, are the printed data sheets. Three volumes of the final report contain basic data and evaluation sheets for 82 boreholes and about 25 seams in each borehole. These sheets comprise:

- in the *borehole data sheet* the most important data of the borehole, the stratigraphic column on a scale of 1:10,000, and a table of the coal seam data for 100 m level differences and for different dip intervals (Annual Report for 1982, Figure 75) are given;
- in the *coal measures data sheet* the thickness and coal quality data corresponding to each seam are printed out. The productive section of the borehole is plotted on a scale of 1:10,000, together with the quality parameters (e.g. ash content, calorific value, volatile and sulphur content are listed; see Annual Report for 1982, Figure 77);
- the *coking capacity data sheets* contain data placed into 8 cokability categories. Summarized data sets obtained from the qualification data of the coal seams by means of weighted averaging according to bulk density and thickness are transferred into the data base (Annual Report for 1982, Figure 78);

* Kelemen, Z., Tóth, Cs.

- the *borehole deviation sheet* shows the real spatial position of the data measured in the borehole; the program uses the real spatial coordinates in the calculations (Annual Report for 1982, Figure 76).

From the borehole data base other kinds of graphic plots can be printed out as well; e.g. geologic sections, geophysical profiles, maps, and 3D representations. The bases for sections and maps in the final report were plotted by computer, and all further constructions were carried out on these (see Fig. 94). One of the most attractive features of the program package is the possibility of constructing isoline maps, and axonometric representations of the spatial shape of horizons. *Figure 95* shows the isoline maps of total seam thickness, and calorific value together.

The essential part of the computer work has been the estimation of coal resources. Coal resource computations at 100 m height differences were carried out by kriging. The coal resource computation contains—by blocks

- computation of identified resources and cokability,
- computation of percentage of barren rock and production losses,
- computation of net identified resources and net cokability,
- computation of the measured reserves and cokability,
- computation of economic reserves and production costs.

In addition, division of the classified resources according to economic grades, and calculation of the quality distribution of the identified resources based on dip and thickness intervals, levels and blocks have also been performed. Summarizing it can be concluded that

1. The use of a computer has greatly speeded up the compilation of the final report and the various calculations of the resources, and at the same time it has enabled different variations to be tested.
2. Computer storage of all primary and derived data means that it is advisable to carry out further processing and planning by computer.
3. This computerized reserve and resource calculation, together with the compilation of a final report were realized through the high-level cooperation of the experts from the involved institutions supported by the Central Office of Geology: Geological Exploration and Drilling Company, Mecsek Coal Mines, ELGI, the Hungarian Geological Survey and the Central Development Institute for Mining.

2.2.5 Gravity methodological research*

Gravity sampling considerations

One of the old questions in gravity method is the density of measurements, i.e. the distribution of stations necessary for reliable mapping of the effects of buried bodies. The sampling theorem would require measurement in a dense square grid, but limited budgets never allow it. In practice, measurements are carried out in a loose square grid or in a quasi-grid. A quasi-grid means that stations are not arranged in a geodetically determined regular network, but the station density is about the same everywhere. In this situation there is no necessity for surveying because the locations of such stations can be determined from the map. Independently of the station distribution, the values between the stations are obtained by interpolation. With the experiments discussed below the quality of interpolation for different distributions of stations was studied.

Our studies are based on the calculated effect of a complex model, which is similar to those, often occurring in exploration projects in the foreground and inner basins of the Transdanubian Central Range. Effects were calculated for the points of a dense square grid, then the anomaly map was constructed in the usual way. This was very similar to the usual anomaly maps. The measurements were then simulated by selecting as many from the calculated values as correspond to the usual station density, e.g. both vertically and horizontally every other value was considered as a measured one. In such a way a looser, but regular grid of data was obtained. After that, for those places which were not taken as stations, interpolated values were determined by the usual method. Interpolated values differ, of course, from the exact values obtained by model calculations. Standard deviation calculated from the differences was 0.816 mGal. This value characterizes this kind of sampling.

After this another kind of sampling was performed. Similarly to the quasi-grid distribution stations were selected randomly, as many as in the previous case. Interpolation was carried out again, and differences and standard deviation were calculated. The standard deviation for the quasi-grid distribution is 0.214 mGal, which is hardly higher than that for the square grid; measurements costs, however, are 35 to 40 per cent lower.

From our studies the conclusion has been drawn that in the planning of gravity surveys in the given situation it is not advisable to insist on locating the stations in a rigid square grid. Instead of this, quasi-grid distribution should be preferred. Thus many more stations can be measured at the same cost (*Fig. 96*).

* Koch-Balogh, Á., Pintér, A., Stomfai, R.

The computerized method called optimization and used in gravity interpretation has been updated and adapted to an R-35 computer. The main point of the method is to describe changes in the burial depth of the high-density rock by a linear combination of gravity maps. This calculation method makes use of calibration at the places where the depth to the high-density rock is known from some other source, and after that it is possible to interpolate to the places where only gravity data are available. The optimization method has successfully been applied in several Transdanubian study areas.

Method of analytic upward continuation

It is well known that when calculating Bouguer anomalies the anomaly values of the stations are reduced to sea level. This kind of formulation of necessary corrections suggests that Bouguer anomaly maps can be considered as if the measurements had been carried out at sea level. In reality, however, it is not true; the Bouguer anomaly value of any station is appropriate to the elevation of the surface point where the measurement was carried out. This corrupts the interpretation in areas where height differences are large.

Some interpretation methods can be applied to Bouguer anomaly maps only the stations of which are in the same plane. We wished to utilize these methods for the Bouguer anomaly map of the Mátra Mountains, therefore the anomalies had to be transformed to a common plane. As a common plane a horizontal plane at 1,100 m above sea level was chosen. The transformation method is called upward continuation. Theoretical questions of the method were solved with the help of the Department of Geophysics, Technical University for Heavy Industry, Miskolc. The team, led by Ferenc Steiner, has developed the algorithm of upward continuation, the program for the R-35 computer was written in ELGI. The main point of the computation method is that the gravity effect of the really existing disturbing body of unknown position is equivalent with the effect of a surface distribution of density which does not exist in reality but whose density can be determined numerically. The program at first calculates the density of this equivalent source from the measured anomalies and then, it calculates the anomaly for the 1,100 m level.

The anomaly map obtained by upward continuation has proved to be a good tool for studying the structural units of the Mátra. It is not advisable, however, to use it for investigating small near-surface structural features.

2.3.1 Combination sonde for water prospecting*

The KTRMQ-3-120-43Y type sonde operating via a single conductor cable in pulse mode of operation has been developed for water and mineral prospecting purposes. By means of the sonde together with the KFU-4-12PD surface unit, the yield, temperature and the ion concentration of productive water wells can be monitored simultaneously. Consequently, the sonde is a very useful device for recording the initial parameters of newly built wells; for determining the optimal parameters for production; for finding defects relating to the construction and wear of wells and for gathering hydrogeological, water-chemical and geothermic information. The parameters determined by the sonde, primarily the resistivity of the fluid in the well and the temperature, are suitable for correcting other logs.

The impeller of the flowmeter—which transmits its rotation to an optical disc by magnetic coupling—is located at the bottom of the sonde. This arrangement has a double advantage:

- The mechanical subassembly of the flowmeter can easily be detached from the sonde without disconnecting the electric coupling. In sandy or muddy wells the temperature-resistivity unit can be used separately.
- Because the code disc sensing the rotation moves together with the impeller, it does not exert a braking torque so very small speeds can be detected.

The temperature and the mud resistivity sensors are mounted concentrically one above the other, and are placed above the flowmeter, thus providing minimal length for the sonde. The temperature sensor is a purpose-made integrated circuit calibrated to absolute temperature; thus, no adjustment is needed after the first laboratory setting. The electronics, built of CMOS IC's of small power consumption, provides for the power supply of the detectors, for the signal processing and transmission via a single cable. The block diagram of the sonde is shown in *Fig. 97*.

The surface unit simultaneously records the flow speed, logging speed, mud resistivity corrected to 20 °C, the borehole temperature and the differential flow. This latter parameter correlates with permeability and transmissibility.

* Korodi, G., Lakatos, S. (VIKUV), *Szentpály, M.*

Main technical data of the sonde:

Diameter (depending on flowmeter)	43, 65 or 110 mm
Length	1300 mm
Mass	6 kg
Temperature rating	120 °C

Flowmeter unit:

Threshold sensitivity	0.5–2 rpm depending on impeller diameter
-----------------------	--

Temperature unit:

Measuring range	0–120 °C
Absolute accuracy	± 1 °C
Resolution	less than 0.05 °C
Time constant	approx. 2 s

Fluid resistivity unit:

Measuring range	0.05–50 Ωm
Accuracy	± 0.2 Ωm
Resolution	0.05 Ωm

A typical set of logs recorded by the sonde is shown in *Fig. 98*.

2.3.2 Microprocessor controlled TV camera well log digitizer (KAD-85)*

The KAD-85 instrument, comprising a TV camera, is designed to digitize well logs recorded in analog form (*Fig. 99*). Through the picture signal converter, the video signals of the camera scanning the log curves placed in its visual field are fed into the input of the video monitor (TV). By means of a digitizer matched to the bus line of the computer together with adequate software, the video signals of the camera are converted into digital information, stored in the computer memory and displayed on the monitor.

Digitizing can be carried out in two ways:

- The operator sets the marker point on the initial point of a curve and it will automatically be guided by the instrument via a given curve recorded by the camera. In this automatic mode of operation, manual intervention is possible.
- The operator positions the marker point on the initial point of a curve and then digitizes the curve from point to point by manual control.

* *Beszeda, T.*

After having digitized a given section of a set of logs (max. 8 curves) covered by the visual field of the camera, the next section can be merged together with the former by the program. The result of digitizing is stored on magnetic tape or on floppy disc. If curves are frequently crossing each other, it is advisable to separate the curves by redrawing. The digitized results can later be filed in the data base by loading in an interpreter computer from the auxiliary store. The calibration of the instrument can be carried out by a square grid or by the raster of the curves placed in front of the camera.

Main technical data:

Resolution of digitizer referring to the whole TV screen	512 and 256 points in horizontal and vertical directions, respectively
The concrete resolution of logs at depth scale	depending on the magnification of the camera
1:200	0.1 and 0.2 m
1:500	0.2 and 0.4 m
Control unit of instrument	Z80 microprocessor
Operative memory	64 kbytes RAM 14 kbytes EPROM
Auxiliary store (optional)	cassette recorder, IBM compatible 1/2" tape drive, floppy disc drive
Data transmission port	parallel (8 bits+2 control bits at TTL level)
User program system	digitizing, curve matching, data transfer (burnt-in basic program package)

General data:

Supply	220 V $\pm 10\%$, 50 Hz at max. 300 W
Operating temperature	+10 to +35 °C
Storage temperature	—10 to +45 °C
Humidity in ON state	90% (without condensation)

3 EARTH PHYSICS RESEARCH

Tihany Observatory recorded the time variations of the geomagnetic field as in previous years. The recorded data were regularly sent to the World Data Centre. According to the preliminary base-line adjustment and evaluation of the hourly mean values the geomagnetic components in Tihany for the epoch of 1986.5 were the following:

$$\begin{aligned} D &= 1^{\circ}34.8' \\ H &= 21,454 \text{ nT} \\ Z &= 42,358 \text{ nT} \\ F &= 47,479 \text{ nT} \end{aligned}$$

To check the standards of the Observatory, comparative measurements were carried out in the observatories of Belsk (Poland) and Grocka (Yugoslavia). Scientist of Hurbanovo Observatory (Czechoslovakia) carried out observations for the same purpose in Tihany. The observed differences in the intensity components were within an interval of 2–5 nT. It means the stability of the observatory standards is of the 2–5 nT interval.

Analysis of the hourly mean values of the horizontal intensity for the time interval of 1973–75 has been continued (*Fig. 100*). Attempts have been made to determine the regular daily variation by computer filtering, the results were correlated to the quiet days' variation obtained empirically. The daily variation of the disturbed days was investigated as well. The results can be summarized as follows:

- the regular daily variation can be determined by computer filtering (*Fig. 101*);
- the regular 24 hour period of the Sq variation can be recognized mainly near the summer and winter solstices (*Fig. 102*);
- the residual component shows the regular daily variation of the disturbed periods as well and can be applied to the investigation of the Sq – Ds transitions (*Fig. 103*).

* Hegymegi, L., Körmendi, A., Lomniczi, T., Szabó, Z.

The observations of the magnetic base network have been recalculated using the coefficients of the IGRF-85 model. The compilation and interpretation of the secular variation map of Hungary and Slovakia has been started in cooperation with scientists of Hurbanovo Observatory.

Revision and resurveying of the secular network has been started. Our intention is to increase the number of base points because, for a number of reasons, many of our original points were destroyed or became disturbed by industrial noise during the last decades.

Concerning instrumentation, in the first quarter of 1986 a second, 12 m long, extensometer was completed and put into operation in the geodynamic station of Mátyás hill (Budapest). The reconstruction of our old Askania gravimeter has been started in the Institute of Theoretical Geodesy, Bonn University. The planned modification of its thermostat is based on theoretical considerations. To increase the accuracy of the instrument, a new electrostatic calibration device will be built into it. The reconstruction of the Askania gravimeter is being financed by the Humboldt Foundation.

Statistical analysis of the data obtained from the International Centre for Earth Tides has been started. For the calculations only the data recorded in Europe were utilized. The results can be summarized as follows:

- the noise level of observations in the case of O_1 , K_1 , M_2 waves is 0.1–0.2%. To reach this optimal noise level a series of observations for more than a year is required;
- the cryogenic and LaCoste–Romberg gravimeters have higher inner accuracy (lower noise level) than the Askania and Geodynamics gravimeters;
- the differences between the results of different instruments are higher than their noise level. This phenomenon hinders the interpretation of the earth tide observations because the possible regional variations of the tidal parameters based on three-dimensional model calculations are less than 1.2%;
- the M_2 is the most accurately determined earth tidal wave, the noise level of O_1 is much higher. Unfortunately the comparisons of the various instruments were based formerly on wave O_1 . *Figure 104* presents the noise levels of O_1 , K_1 , M_2 and S_2 waves.

Over the past years, differences—which are so far unexplained—have been experienced between the theoretical results of MOLODENSKY and KRAMER [1961] and WAHR [1981]. Based on model calculations it was pointed out that only apparent differences existed. While Molodensky used a simplified earth

* Varga, P.

model, Wahr's calculations were performed with the PREM (Preliminary Earth Model) model. If we apply the inhomogeneous differential equations of Molodensky to the PREM we get results similar to those obtained by Wahr. Applying the mathematical arsenal of Molodensky to the new earth model the dependence of Love numbers and their combinations ($\delta = 1 + h - 3/2k$ and $\gamma = 1 + k - h$) on the structure of the mantle was studied. In the first phase the effects of the P- and S-wave velocity (α and β , respectively) variations in the mantle on these numbers, were calculated.

Similar studies were carried out in the case of compressional (κ) and shear (μ) moduli (Fig. 105). It can be seen that the effects of α , β , κ and μ on k , h and l values are significant. The dependence of δ and γ on the elastic constants of the mantle is not so characteristic. The obtained variations are non-linear and asymmetric, with larger changes in α and κ than in β and μ .

We have studied the Love numbers and their combinations when α , β , κ and μ elastic constants are changing vertically in the mantle. Figure 106 presents the effect of a layer of 0.05 relative earth radius thickness (~ 320 km) placed in different depths. The horizontal axis represents the depth of the layer in relative earth radius units: $r/R = 1.00$ means that the layer is on the surface; $r/R = 0.60$ means the layer is on the core-mantle boundary. The elastic constants of the anomalous layer are 10% higher than those of the surrounding medium. It can be seen that the effect of α and κ on the Love numbers and their combinations is the greatest if the anomalous layer is in the 0.95–0.85 depth interval. With β the relationship is more complicated: k and h decrease with increasing depth, while l decreases up to a relative depth of 0.9 then starts to increase. The variations of μ are similar to β .

In 1984 WOODHOUSE and DZIEWONSKI studied the horizontal inhomogeneity of the upper mantle. Their investigations were based on S-wave velocity data. The result is a 3D upper mantle model down to 670 km ($r/R = 0.90$). The observed velocity anomalies are $\pm 8\%$ at 50 km, $\pm 2.5\%$ at 250 km and $\pm 2.0\%$ at 650 km depths. The horizontal velocity variations are about the same as experienced in the radial direction. With the PREM model there is a 15% jump in β at the Moho and 6%, 3% and 7% at depths of 220, 400 and 670 km, respectively. Elsewhere, DZIEWONSKI [1984], published a 3D model based on P-wave velocities for the lower mantle. The P-velocity anomalies can reach about $\pm 3\%$ in the upper part of the lower mantle. The same is the situation at the core-mantle boundary. In other parts of the lower mantle anomalies of the order of $\pm 1\%$ can be found.

Based on the above mentioned data and the condition $\alpha \approx \sqrt{3} \beta$ the following variations were obtained compared with the radial model:

$$\begin{aligned} \Delta k &= -1.80\%, & \Delta h &= -2.67\%, & \Delta l &= 0.82\%, \\ \Delta \delta &= -0.72\% & \text{and} & & \Delta \gamma &= 1.59\%. \end{aligned}$$

Taking it into consideration that the accuracy of the density function in the mantle is $\pm 2\%$ and modifying the density values of the PREM model by this 2% (taking a higher density for the inner core to keep constant the inertia moment of the Earth, which modification practically does not effect the Love numbers) we get the following values for the regional variations of Love numbers and δ and γ :

$$\Delta k = -1.16\%, \quad \Delta h = -1.42\%, \quad \Delta l = 1.76\%,$$

$$\Delta \delta = -1.23\% \quad \text{and} \quad \Delta \gamma = 1.80\%.$$

References

- DZIEWONSKI, A. M. 1984: Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.* 89, B7, pp. 5929-5952.
- MOLODENSKY, M. S. and KRAMER, M. V. 1961: Earth tides and nutation of the Earth (in Russian). AN SSSR, Moscow.
- WAHR, J. M. 1981: Body tides on an elliptical, rotating elastic and oceanless Earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 64, pp. 677-703.
- WOODHOUSE, J. H., DZIEWONSKI, A. M. 1984: Mapping the upper mantle: three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.*, 89, B7, pp. 5953-5986.

Results of palaeomagnetic studies on the ophiolites from the Bükk Mts

A few outcrops of the Mesozoic ophiolites from the Bükk Mts were tested palaeomagnetically in the sixties [MÁRTON and MÁRTON, unpublished]. As a result of AF (alternating field) cleaning, up to a maximum of 0.05 Tesla, a relatively stable remanence was isolated with a reasonable but rather large scatter for each site. The mean magnetic directions exhibited northwesterly directed declinations with near-zero inclinations before tilt correction and very steep ones after. Meanwhile, the between-site scatter remained unchanged. These results did not fit any plausible tectonic model. Since the sixties both the instruments and methods have advanced. With the now available facilities the NRM (natural remanent magnetization) may be demagnetized in many steps till the meaningful signal is lost. In this way the whole spectrum of the NRM can be studied and very often its components of different origin can be recognized.

Samples from a number of ophiolite outcrops (*Fig. 107*) were recently subjected to such exhausting demagnetization. Each ophiolite specimen was treated first with AF sometimes up to 0.23 Tesla. Those having retained part of the NRM at 0.23 Tesla were further subjected to thermal demagnetization. These experiments revealed that the NRM of both the basalts and gabbros is extremely resistant to AF (*Fig. 108/a*). This behaviour is difficult to explain since the carrier of the NRM seems to be basically magnetite (*Fig. 108/b*). Moreover the NRM is complex in the sense that it is composed of two components with similar directions but opposite polarity. Overprint along the present-day field direction is very rare and is easily removed. Unfortunately a single component is not always easy to identify. The best studied in this respect is a gabbro sill (*Fig. 107*, locality 1) where samples were taken at six sites across the sill (maximum distance 45 m). Although full demagnetization of the NRM has been achieved, and the grouping of the remanence directions at most sites is reasonably good (*Table II*, the k value is large), there is no sense in computing an overall mean for the sill. After the removal of the overprint along the present-day field direction, the mean directions and

* Márton, E.

some of the individual ones as well define a large circle joining counter-clockwise rotated directions with normal and reversed polarity, respectively (Fig. 109).

At *site I*, the mean declination is close to 180° , the mean inclination has a low positive value; both remain unchanged on cleaning. For *site II*, the mean moves along a great circle on demagnetization. This great circle is defined by triangle 1 (direction measured from the natural state up to 0.05–0.11 Tesla) and triangle 2 (directions measured at 0.09–0.11 Tesla). One sample, represented by a small triangular symbol, exhibited different behaviour from the others—represented by the large triangles. At *site III*, the samples exhibit uniform behaviour and the direction changes along a great circle similar to that for site II (semi-circle 1 is for the natural state, 2 is for 0.08–0.11 Tesla cleaning steps, 3 is for 0.09–0.12 Tesla demagnetization field). At *site IV* the overprint in the present Earth's field is evident (circle 1, natural state), but this overprint is removed at 0.05 Tesla (2nd step). At higher AF fields and high temperatures (0.15 Tesla and 550°C) the directions became scattered—as shown by the small circles labelled by 3. Samples from *site V* exhibit an overprint along the present-day field (square 1, natural state) which is removed at 0.04–0.05 Tesla. On cleaning, the direction shifts towards negative inclinations (square 3) with the exception of one sample. The initial behaviour of the samples from *site VI* is similar to those from site V, but the remanence direction stabilizes on the normal side of the sphere instead of cleaning further.

The reverse end of the great circle defined by samples of locality 1 seems to be reached by some samples, while the normal end is only extrapolated. At other localities, however, a similar direction is borne out from actual measurements (crossed circle). The extreme values on the reverse side might be taken to be a primary remanence at this locality (Table II, sites II, III, V.; cleaning stage 3) and the rest rejected on grounds of imperfect cleaning.

The example of locality 1 shows, therefore, that AF demagnetization in moderate peak fields, routinely applied to igneous rocks, is a complete failure for the Bükk ophiolites. It is only the complete demagnetization and analysis of the NRM that renders the palaeomagnetic information sealed in the ophiolites decipherable.

It is well known that the Bükk ophiolites were subjected to low-grade metamorphism. The question arose as to whether the metamorphism could deflect the direction of the remanence from the Earth's ambient magnetic field. The possible bias due to an oriented texture of metamorphic (or magmatic) origin is commonly estimated from the degree of magnetic susceptibility anisotropy and the grouping of the principal axes of the susceptibility ellipsoid. Locality 1 was studied for this effect, too. The results may be summarized as follows:

- the degree of anisotropy is surprisingly low for a metamorphosed rock: $\kappa_{\max}/\kappa_{\min}$ is close to 1.00, the degree of anisotropy does not exceed a few per cent and in some cases it is less than 1%;
- the grouping of at least one principal susceptibility axis (despite the low degree of anisotropy) is very good for each site except IV;
- the distribution of the principal susceptibility axes is far from being uniform across the sill and does not reflect the stress field that must have prevailed during regional metamorphism;
- no correlation seems to exist between the orientation of the susceptibility ellipsoids and the direction of the remanent magnetization (compare *Figs 109 and 110*).

In 1986, absolute gravity measurements were carried out on the gravity base in the cave of Mátyás hill using a Soviet-made absolute gravimeter (GABL). This was the third occasion of the determination of the absolute gravity field at the point. In order to study the vertical gradient-height relationship, gravimeter measurements were carried out at different levels on the absolute point. Between the reference heights of 618 mm and 1672 mm a variation of 165 E was experienced in the vertical gradient (*Fig. 111*).

So far as methodology is concerned, investigations were carried out to determine the gravity effect of varying atmospheric masses. A computer program was developed for the calculations based on different atmospheric models, isobar maps and radio-sonde data. Taking into account extreme atmospheric conditions for Middle Europe a gravity effect of $13 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-2}$ (13 μgal) was obtained, which value is higher than the accuracy of modern absolute gravity determinations.

The observations carried out on the Unified Gravity Net (UGN) between 1980 and 86 were adjusted by the least squares method and by other methods applying different target functions. The method of robust estimation proved to be very useful especially in the case of relatively high observation errors.

* Csapó, G., Sárhidai, A.

Examples from the activity of ELGI abroad*International Geological Expedition in Cuba**

The Hungarian-Cuban complex geological and geophysical group continued its activities in the region of Holguin (southern part of Cuba) in the framework of the International Geological Expedition established by the countries of the Council of Mutual Economic Aid. By the end of 1986 the geological mapping of an area of 3310 km² on a scale of 1:50,000 and the supplementary regional geophysical prospecting as well as the geological-geophysical prospecting for mineral resources on a scale of 1:25,000 of an area of 72 km² had been performed on the territories, that had become known during mapping and that were considered to be perspective from the point of view of mineral resources.

In the area of investigation, mineralization is usually connected with metamorphism along diorite-gabbro veins penetrated into serpentinite ultramafics. Some ore indications, e.g. that of the name Mayabe-Santa Maria, seem to be prospective for gold and copper. The pyritized metasomatic zone below the surface iron cap can easily be traced by geophysical methods. The prospecting drillings verified the geophysical indication and the extent of the ore deposit along the strike and at depth.

*International Geological Expedition in Mongolia**

The Hungarian-Mongolian group carrying out integrated geological-geophysical prospecting in the framework of the International Geological Expedition, took part—in the course of 1986—primarily in the exploratory and evaluating work at the Mengen Ender silver-polymetallic ore occurrence. In addition, the geological mapping of several other indications of mineral resources was carried out on a scale of 1:50,000. This work included mapping of the Mogoy Chulut area for rare earths. In order to follow the ore-bearing zones, in addition to geophysical mapping, the geoelectric layer tracing method of experimental-methodological character was introduced in different variants: down-hole-surface, down-hole-down-hole and surface-surface.

* Zsille, A.

Main results of the prospecting:

- a new ore deposit was found at the eastern side of the Ender Tzagan ore field by means of geophysical mapping;
- further evidence was found for the existence of the potential resources of rare earths on the Mogoy Chulut area;
- quartz veins of tungsten, molybdenum and silver content were detected on the Tzagan Chulut area. Further prospecting is being carried out in 1987;
- ore zones could be followed between trenches and the hidden outcrops of the ore zones penetrated by boreholes could be detected by a detailed ore-geophysical survey.

*Bauxite exploration in Greece**

On behalf of the Greek Helikon Bauxites Co., for a period of 3 months we performed geophysical measurements for bauxite exploration in the neighbourhood of the town of Distomon. Our task was to investigate the so-called second bauxite horizon on a few areas of altogether more than 2 km². Bauxite occurs as a hard rock in this area, with an average thickness of 0–10 m and a resistivity of 500–900 Ω m, based on dc soundings. The underlying bedrock is Upper Jurassic (Kimmeridge) limestone. The overburden comprises Upper Jurassic (Tithonian) and Cretaceous (Cenomanian) limestones, with similar resistivities (3000–6000 Ω m). The dip of the folded and often fractured rocks is high, sometimes over 60°. The fault zones are filled either with karst water or with argillaceous clastic sediments, therefore parts of them became conductors.

The results of the test survey showed the following methods suitable for the task: Turam mapping, down-hole-surface potential mapping and Maxi-Probe multifrequency sounding. On those territories where the examined bauxite horizon was close to the surface (0–60 m) we utilized vertical electric soundings and VLF mapping. It was difficult to carry out down-hole-surface potential mapping because of the high resistivity of the very dry and rocky surface.

In view of the Turam anomalies we set up an irregular grid of frequency sounding points. The results of these two methods enabled us to draw an approximate tectonic picture. After that, we were able to classify the Turam anomalies and make suggestions for drill sites. At our suggestion the elongated positive anomaly shown in the middle of the Turam field strength ratio map (*Fig. 112*) was checked by drillings. It was found that the anomaly was generated by a bauxite lens with a maximum thickness of 3.5 m.

* Bodri, Gy., Gyurkó, P., Rezessy, G.

The frequency sounding section shown in *Fig. 113* does not indicate bauxite but it does reflect the depth conditions appropriately.

*VIBROSEIS® measurements in Austria**

On behalf of the Rohöl-Aufsuchungs GmbH (RAG—a Mobil-Shell joint undertaking), we performed Vibroseis field measurements in the picturesque mountains of Upper-Austria. The technical parameters were as follows:

Number of measured profiles: 20

Geophone distance: usually 20 m (25 m in one profile, 12.5 m in a test profile)

Number of channels: 120

Coverage: 3000% in 25% of the profiles, 6000% in 75% of the profiles

Number of records: 6311

Total length of the profiles: 170 km

Overall measuring period: 4 months, by double shift crew

Recording instrument: DFS-V—CS-2502 (Texas Instruments—Sercel)

Preprocessing, involving data input, demultiplexing, trace gather according to depth points, NMO and stacking, was carried out on ELGI's container-mounted R-11 field centre. Further processing was performed in the Prakla Computer Centre in Vienna, in RAG's head office.

We have already carried out VIBROSEIS measurements in many difficult places from the Mátra mountains in Hungary to Greece; this one—however—surpassed all the others. At the client's request, the profiles had to be straight lines, only the vibrators were allowed to follow country roads and accessible places. With this spread and vibrator arrangement there was no need for crooked line processing, what is more, the distribution of the depth points was near to uniform. If only the mountains had not been so steep, if only the cables had not been so heavy and if only it had not rained for 1 month. But it did rain. Thus, the very heavy, 120-channel cables had to be dragged along, sliding about in the mud, uphill and downhill. Somehow or other the vibrators were able to find room in the narrow asphalted roads but as soon as we left them, the representative of the local tourists' club immediately wrote a letter to the Upper-Austrian newspaper *Neue Kronen Zeitung* and protested against the spoiling of tourist routes. We adopted a policy of appeasement and as a result of our 'diplomatic' activity, the local population realized that inasmuch as oil and gas are wanted, then the VIBROSEIS method preserves the environment much more than does explosion seismics. We were even able to demonstrate that we would do our best to protect the environment and to make good any damage. After that, a half-page article was published in the daily *Salzkammergut Zeitung* which reported on our activities in a friendly

* Kónya, A.

way. In spite of these field- and environmental problems we managed to achieve very high efficiency. On average the monthly output was more than 1,500, 120-channel Vibroseis records.

The length of time spent on vibration and measurement was over 40% of the work time. RAG's representative put it in writing that he was fully satisfied with the quality of the measurements apart from the high standard of efficiency. Even in the company newspaper, *Mobil World*, an article appreciating our work was published (*Fig. 114*).

An important factor concerning the good quality of the seismic records was that ELGI's container-mounted preprocessing centre was available, enabling us to select the appropriate field parameters and to continuously adapt them to varying field conditions.

Library

The present stock of our *Library* amounts to 28,122 volumes of books and periodicals as well as 10,991 miscellaneous items. In 1986 our stock was increased by 542 books, 347 volumes of periodicals, 649 documentary publications and 350 brochures on instruments. Our collection of periodicals has been enlarged by 6 new ones. As a result of international exchange we received 318 publications and dispatched 3,355 publications to 587 addresses in 59 countries. In 1986 the services of our Library were utilized by 4,797 readers/borrowers.

Publications

In 1986 the following publications were issued:

- Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1985;
- Geophysical Transactions, vol. 32. Nos. 1, 2, 3;
- Study of the Earth Tides (*Bulletin of KAPG*) No. 8.

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ
ВЕНГЕРСКОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ИМ. ЛОРАНДА ЭТВЕША ЗА 1986. Г.

1 ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

Районы полевых работ ЭЛГИ за 1986 г. показаны на *рис. 1*. Завершены работы по двум крупным программам исследований в Северной Венгрии: в горах Матра и в горах Агтелек—Рудабаня, — и начаты региональные комплексные исследования в Бюккских горах и их окрестностях. *Программа по поискам бокситов*, начатая в Задунайском среднегорье, была расширена с охватом *Вилланьских гор*, где задача исследований заключается в оконтуривании бокситового месторождения, известного с тридцатых годов, а также в поисках и прогнозировании новых месторождений. В 1986 году геофизические исследования проводились на участках, примыкающих с юга и с востока к горе Саршомъйо, где была поставлена гравirazведка по сети плотностью в 9—10 точек на кв. км. По карте аномалий Буге, построенной с использованием средней плотности в $2,0 \text{ кг/м}^3$, составлена карта остаточных аномалий с $\kappa=4$, приводимая на *рис. 2*. Буровые данные по глубине залегания мезозойского фундамента находятся в хорошей корреляции с картой остаточных аномалий. Буровые работы начаты двумя скважинами, заданными на профиль сейсморазведки МОВ Vá-2, ни одной из которых не были вскрыты бокситы. Вариант профиля Vá-2 в поамплитудной расцветке приводится на *рис. 3*. Из вариантов, полученных преобразованиями Гильберта, представляется профиль мгновенных амплитуд (*рис. 4*). Зона с малыми мгновенными амплитудами и с юго-юго-восточным падением в средней части профиля интерпретируется в качестве контакта юрских и триасовых известняков.

В Задунайском среднегорье поиски бокситов велись в следующих районах: Баконь-Юг, Тапольцафё, Герече-Юго-восток, Байна—Эпёль, Фельшёгалла—Торньо, Дьермей и Сомор. Приводятся два примера работ. На площади Баконь-Юг проводилась опытная геофизическая разведка в связи с подготовкой программы поисков. Опытные измерения по обоснованию методики и объема геофизических работ проводились на четырех участках, где Бокситовым предприятием еще в 1986 г. были пробурены 6 опорных скважин. На *рис. 5/a* приводится карта проводимости участка Дисель по методу потенциалов, а на *рис. 5/b* — субширотный электромагнитный профиль Макси-Проб, один из двух, измеренных на

том же участке. По результатам обоих методов электроразведки можно сделать вывод о том, что аномалии проводимости по методу потенциалов отражают изменения не мощности осадочного чехла, а его сопротивлений по латерали. По результатам опытных измерений установлены геофизическая модель участка и соответствующая ей методика исследований.

Профили Маски-Проб 1986 года на участке Дьермей заданы по результатам гравиразведки, выполненной в 1985 г. по сети 100×100 м, с целью изучения Дьермейского грабена. На *рис. 6* приводится электромагнитный профиль Макси-Проб с нанесенными кривыми Δg и остаточных аномалий, полученных тремя различными фильтрами. Лучшая корреляция с электромагнитным профилем достигается при $\kappa = 3$, так что прослеживание сбросов, выявленных по профилям, по простиранию целесообразно осуществлять по соответствующим картам.

В некоторых районах Задунайского среднегорья бурые угли и бокситы встречаются в одних и тех же разрезах. В связи с этим по площади Байна—Эпёль Геологическим институтом и ЭЛГИ составлен проект по комплексным поискам углей и бокситов. На первом этапе с целью познания главных структур была поставлена гравиразведка по сети 100×100 м. На *рис. 7* приводится карта остаточных аномалий, полученная с использованием фильтра с $\kappa = 3$. Основываясь на результатах бурения и геофизических измерений с данными по глубине, путем соответствующей комбинации карт Буге и остаточных аномалий создана оптимизированная карта глубин (*рис. 8*). Важнейшим условием применимости данного способа является постоянство плотности осадочного чехла в пределах всей площади. Это условие в нашем случае не выполняется, ибо значительные колебания в глубине залегания фундамента сопровождаются выклиниваниями слоев и фаціальными изменениями. Предполагалось, что при определении расхождений между расчетными и фактическими данными по глубинам можно сделать заключения относительно изменений плотности осадочного чехла. Так, например, при поисках как бокситов, так и углей большое значение имеет наличие эоценовых известняков, отмечаемое возрастанием средней плотности осадочного чехла. Между картой расхождений (*рис. 9*) и известным к настоящему времени распределением эоценовых отложений, однако, не наблюдается ожидаемого соответствия, поэтому на данной площади необходимы дальнейшие методические исследования в этом направлении. Пройдены несколько опорных скважин, одной из которых вскрыты высококачественные бурые угли и серые бокситы. На *рис. 10* приводится профиль Макси-Проб через эту скважину. Угол падения угольного пласта по профилю составляет 30° , равно как и по скважине.

Поиски эоценовых бурых углей в Задунайском среднегорье в 1986 г. проводились в двух районах. На площади Мор-Север поставлена гравираз-

ведка по сети 200×200 м (рис. 11), а на площади Ленчехедь-Юг, в связи с тем, что двумя скважинами, пройденными в предыдущем году и заданными по результатам сейсморазведки, подтверждена продуктивность площади, была продолжена сейсморазведка (рис. 12). Из профилей ВИБРОСЕЙС, полученных комбинированным вибросигналом длительностью в 14 с, представляется профиль Le-16/86, проходящий через центральную часть площади (рис. 13). В опущенном крыле главного сброса по аналогии предполагается наличие эоценовой толщи и в соответствии с этим — продуктивность этого участка.

Комплексные региональные исследования Малой Венгерской впадины продолжались в соответствии с программой, выполнение которой начато в 1982 г. Выполненные измерения показаны на рис. 14. Из работ по изучению трех различных интервалов глубин здесь излагаются лишь результаты по большим и средним глубинам. В рамках *глубинных исследований* продолжалась теллурическая съемка всей территории. Карта изоареалов, составленная совместно с эллипсами анизотропии, приводится на рис. 15. На большей части территории гравиметрические и теллурические карты находятся в хорошем соответствии, что свидетельствует о том, что фундамент по отношению к осадочному чехлу обладает высокими плотностями и высокими сопротивлениями. Расхождения обнаруживаются в районе выходов южнее Кёсега, где значения изоареалов, по видимому, отражают пониженное сопротивление пород фундамента. Измерения МТЗ следуют за теллурическими с отставанием на несколько листов. Результаты, совместно с профилями предыдущих лет, показаны на рис. 16. Геоэлектрический фундамент, по данным буровых скважин в Михайи, Такачи, Тет и Мошонсентянош, соответствует палеозойским образованиям. Судя по сопротивлениям, можно предполагать, что слой с сопротивлением в 30—100 омм представлен и в наиболее погруженных участках палеозойскими породами, в то время как образования с сопротивлением свыше 100 омм, появляющиеся в юго-восточных частях профилей, относятся уже к мезозою. В пределах этого мезозойского фундамента выявляются образования высокой проводимости, известные в ряде районов Задунайского среднегорья.

В рамках глубинных исследований наиболее погруженные участки Малой Венгерской впадины были пересечены профилем сейсморазведки МОВ длиной в 70 км (положение см. на рис. 14). В западном конце профиля фундамент сложен кристаллическими сланцами шопронской серии, относящимися к Нижнеавстроальпийской системе покровов (рис. 17). Около 6-км-овой отметки профиля видно выполаживающееся продолжение Михайийской глыбовой гряды. На отрезке между 20-ым и 23-им км-ами профиля на глубине 6—6,5 км обозначено предполагаемое тело, вызывающее магнитную аномалию интенсивностью в 220 нтл в Сигет-

кёзе. Наибольшие глубины в пределах впадины оцениваются в 8,5—9 км. На отрезке 42—50 км наблюдается весьма глубокий грабен; начиная с его восточного борта сейсмическая картина фундамента существенно меняется. Сбросы вдоль восточного борта грабена проявляют «цветочную структуру», проникающую вплоть до самых высоких горизонтов осадочной толщи. Эта зона рассматривается нами в качестве границы альпийских и баконьских структурных единиц и сопоставляется с Рабской линией. Результаты МТЗ вдоль сейсмического профиля обычно находятся в хорошем согласии с данными сейсморазведки. Значительное расхождение между ними в двух пунктах юго-восточной части профиля свидетельствует о появлении мергелистых пород Баконьской единицы. Благодаря сейсмоэпиграфическим исследованиям осадочной толщи, стало возможным определение задунайского аналога стратиграфической схемы, разработанной для Большой Венгерской впадины. В осевой части Малой Венгерской впадины средняя скорость накопления паннонских отложений с учетом компакции может быть оценена в 0,4 мм за год.

Среднеглубинные исследования продолжались по методике, изложенной в отчетах за предыдущие годы. Характерный геоэлектрический разрез приводится на *рис. 18*. Изменения геоэлектрических параметров по площади могут быть изучены по карте средних сопротивлений, взвешенных по мощностям слоев. Здесь приводятся карты сопротивлений до глубины 100 м (*рис. 19*) и вызванной поляризации при $AB=400$ м, глубинность которой также близка к 100 м (*рис. 20*). По значениям ρ и R для одних и тех же точек, снятым с этих карт, составлены литологические схемы. Из них представляется карта по слою 50—100 м (*рис. 21*), по которой данная площадь в гидрогеологическом отношении может быть разделена на следующих три района: (1) область, примыкающая к Кёсегским и Шопронским горам с востока, не интерпретируемая гидрогеологически; (2) полосы совпадения аномалий ρ и R , приуроченные к руслам современных и древних водотоков, наиболее благоприятные для эксплуатации подземных вод; (3) области илисто-алевритистых отложений верхнего паннона над поднятиями фундамента, неблагоприятные для эксплуатации подземных вод.

В рамках программы *геофизической разведки Балатонского нагорья* исследовались возможности наличия месторождений разнообразных полезных ископаемых в зависимости от степени, детальности и методики работ путем раскрытия главнейших особенностей литологии и геологической структуры. Целью региональных работ по гравиразведке и сейсморазведке МОВ являлось выявление структурных линий и тектонических единиц с повышенной надежностью. Помимо решения этой задачи геофизическими работами оказывается помощь геологическому картированию в решении возникающих проблем. Так, например, в Кестхейских

горах задача заключалась в выявлении карстовых воронок с каолиновым выполнением. Идеальным в решении этой задачи оказался метод VLF. На *рис. 22/a* приводится карта сопротивлений по VLF, на которой воронки отмечаются минимумами. Пройденными скважинами (А, В, С) подтверждается высококачественное каолиновое заполнение этих воронок. Судя по сводной карте результатов геофизической разведки (*рис. 22/b*), целесообразно продолжение комплексной буровой и геофизической разведки данной площади.

В другом районе Балатонского нагорья зондирование методом переходных процессов с центральной петлей зарекомендовало себя в качестве удобного средства изучения внутреннего строения доавстрийского фундамента. В профиле, перпендикулярном оси синклинали, четко вырисовывается структура (*рис. 23/a*). На *рис. 23/b* приводится геологическая интерпретация того же профиля, в соответствии с которой можно различить известняки и мергели шандорхедьской свиты, а пункте 1. зондирований — кроме того и горизонты мергелей с различными сопротивлениями (А, В, С).

В связи с геологической съемкой прибалатонских базальтов была поставлена магниторазведка с измерением ΔT . В окрестностях горы Халагош-хедь (*рис. 24/a*) масса базальтов, слагающих гору, выявляется по аномалиям с экстремальными значениями свыше 1000 нТл. Выход базальтов, обозначенный «В», находится в тесной связи с остальными базальтами. Выход базальтов «А», повидимому, связан с боковым извержением, а выход базальтов «С» представляется фрагментом маломощного покрова. Магнитная карта окрестностей горы Тоти-хедь (*рис. 24/b*) свидетельствует о том, что выходы базальтов «А» и «В» сложены разнотипными породами.

В 1986 г. гравиразведкой, электроразведкой и сейсморазведкой МОВ Сендрейских гор начаты геофизические работы по программе *поисковых работ в Бюккских горах и их окрестностях*, рассчитанной на 15 лет.

Достигнут прогресс в исследовании структуры Боршодского Буроугольного бассейна, где на участках Юкобаня и Шайоказа по сейсмическим профилям МОВ высокой разрешающей способности (*рис. 25*) удалось получить картину строения тонкослоистой угленосной толщи с промежуточными угольными пластами, значительно более детальную, нежели ранее.

На профиле SB-1 в Юкобаня (*рис. 26*) интерпретируемость была улучшена усилением характерных изменений путем фильтрации помех с помощью фильтра MEDIAN по вариантам с преобразованиями Гильберта. Область частот сейсмических сигналов — 70—170 гц, разрешающая способность — 4 м.

По участку Шайоказа-Запад с галечниками на поверхности, благодаря

проведению взрывов в неглубоких скважинах и обработки с сохранением высоких частот, получен сейсмический материал, богатый сигналами в интервале частот 80—200 гц (рис. 27). Наряду с вариантом со смещением в поамплитудной раскраске профилем мгновенных некогерентностей весьма наглядно отражаются положение угольного пласта 5 в основании толщи оттангского яруса и рассекающие сбросы.

На основании анализа геомагнитной (рис. 28), геологической (рис. 29) и гравиметрической (рис. 30) карт, а также карты глубины фундамента по сейсморазведке МПВ (рис. 31) проведена интерпретация *структуры окрестностей гор Матра* и вулканоструктуры их западной части (рис. 32) с детальностью, примерно соответствующей масштабу 1:200 000. На основе профилей сейсморазведки МПВ (рис. 33) и геологической съемки северной части гор Матра составлены геологические районы (рис. 34), и определена стратиграфическая колонка, ожидаемая в рацойе вулканического центра (рис. 35). Вслед за тем проведены ориентировочные расчеты гравитационных моделей вдоль геологических район (рис. 36—39) в нескольких вариантах, затем выбрана наиболее вероятная модель (рис. 38). Проведен анализ также и восточной части гор Матра (рис. 40). На базе проведенных исследований охарактеризованы важнейшие черты строения и истории развития Матрайского палеовулкана.

Вулканогенная толща гор Матра состоит из трех членов: из пачки нижних андезитов (верхнекарпатского подъяруса), с постепенным переходом перекрывающих толщу олигоцен-миоценовых отложений, из пачки среднего риолитового туфа (граница карпатского и баденского ярусов), перекрывающих нижние андезиты с эрозионным несогласием, и из пачки верхних андезитов (нижнебаденского подъяруса), развивающихся с постепенным переходом из среднего риолитового туфа. Наиболее распространенными являются породы пачки верхних андезитов. История развития Матрайского палеовулкана, соответствующего этой пачке, намечается в следующем виде:

1. Вследствие внедрения андезитовой магмы в верхние горизонты земной коры возник плоский купол поперечником в 23—27 км еще до начала вулканизма на дневной поверхности.

2. Кровля купола обрушилась, и возникла кальдера поперечником в 20—25 км. В ходе обрушения магма целиком или в значительной своей части прорвалась на поверхность в вулканах, приуроченных к бортам кальдеры. В это время возникли Ньикомский и Оварский вулканы, а также вероятно и все вулканы, выстраивающиеся вдоль западного меридионально ориентированного хребта гор Матра.

3. Одновременно с обрушением или несколько позже, уже в пределах сформировавшейся кальдеры, вырос Гайайский вулкан, центр которого, возможно, находился в районе г. Шар-хедь.

4. Вероятно, после некоторого перерыва внутри кальдеры вырос купол поперечником в 16—20 км, скорее всего, вследствие внедрения новых порций глубинной магмы и, вероятно, без поверхностных проявлений вулканизма.

5. Кровля купола обрушилась, и возникла кальдера поперечником в 13—15 км. Магма и в этом случае прорвалась на поверхность в основном или целиком через вулканы, приуроченные к окраинам обрушенной площади. В это время возник Типпаношский вулкан, а также возникла система вулканических центров в окрестностях рудника Дьёндёшороси и к северо-востоку от него.

6. Внутри кальдеры, возможно, вырос новый вулкан, называемый Шархедьским, но не исключено, что за него принимаются руины Гайайского вулкана (этап 3.).

Образования, залегающие ниже верхних андезитов, могут быть привязаны к набросанной картине следующим образом. Относительно среднего риолитового туфа обычно предполагается, что соответствующие извержения происходили вне Матры. Это однако лишь одна из возможностей. В связи с кальдерообразованием часто наблюдаются риолитовые извержения даже в пределах андезитовых объектов. Поэтому не исключено, что средний риолитовый туф возник в связи с образованием ранней кальдеры Матры (этап 2.). На основании характера изменения фаций нижних андезитов соответствующий вулканический центр может быть приурочен к внешнему кольцеобразному поднятию фундамента (этап 2.). Несмотря на существенные изменения в фациальном облике пачки нижних андезитов, ее мощность довольно постоянна (50—100 м). Это, возможно, связано с эрозией перед накоплением среднего риолитового туфа, с чем согласуется резкий контакт. Таким образом, к раннему этапу кальдерообразования (этап 2.) могут быть привязаны три объекта: нижние андезиты, средний риолитовый туф и внешние вулканы верхних андезитов. Эрозия на контакте между двумя первыми, возможно, отмечает прерывистость калдерообразования.

В *нефтегазоразведочных работах* ЭЛГИ, как и в прежние годы, принимает участие по заказу Всевенгерского треста по Нефтегазовой промышленности. За 1983—1985 гг. сейсморазведка МОВ выполнена в объеме 750 пог. км в окрестностях г. Кишкунфелдьхазы (*прил. 1*). Обработка и интерпретация материалов, полученных в 1985 г. по профилям общей длиной в 220 пог. км, завершена в 1986 г. Результаты излагаются ниже. В интерпретации профилей сейсморазведки использованы карты магнитная и остаточных гравитационных аномалий, опубликованные в Отчете за 1985 г. (рис. 33 и 34). По результатам измерений в 1985 г. представляются шесть профилей (*рис. 41—46*). Условные обозначения те же, что и в Отчете за предыдущий год, с некоторыми дополнениями. Приводятся

также две карты: временные карты допаннонского (*прил. 2*) и доавстрийского (*прил. 3*) фундамента. Подошва паннонских отложений является наиболее надежно выявляемой граничной поверхностью всей территории. Доавстрийский фундамент сложен породами весьма разнообразного возраста и состава, в т. ч. нижнемеловыми вулканическими породами, нижнемеловыми и более древними мезозойскими осадочными породами и нижнепалеозойскими метаморфическими породами. Последние, если они могли быть выделены, обозначены розовым цветом. По профилям прослеживалось выклинивание верхнемеловой толщи, обозначенное и на картах.

В семидесятые годы много труда затрачено на исследование Ньирского района, где большинство проблем возникало в связи с частым присутствием вулканогенного комплекса мощностью в несколько тысяч метров. В последнее время Ньирский район (Ньиршег) снова привлекает внимания, и в работах по его изучению ЭЛГИ принимает участие гравиразведкой, электроразведкой и сейсморазведкой. Ниже излагаются результаты электроразведки. Новинкой в изучении этого района по сравнению с работами прошлых лет является объединение измерений искусственных и естественных полей при измерениях в волновой зоне в интервале частот от 5 гц до 0,1 гц. Электроразведка нацелена в первую очередь на изучение доавстрийского фундамента. При данном геологическом строении плохая разрешающая способность МТЗ еще более ухудшается тем обстоятельством, что минимум энергии естественного электромагнитного поля находится в области частот 5—0,1 гц, наиболее благоприятной для выявления слоя пониженных сопротивлений под экранирующим слоем вулканических образований. В связи с этим особенно усиливается влияние промышленных помех. На *рис. 47* хорошо видно, что относительная ошибка данных МТЗ возрастает как раз в области частотного зондирования, поэтому отношение сигнал/шум в критическом диапазоне частот может быть увеличено путем использования искусственных полей. При использовании новой методики измерений и обработки получен разрез, приводимый на *рис. 48*. Пункты 1 и 2 профиля наиболее интересны: по ним удалось определить глубину залегания фундамента в центральной вулканической зоне Ньирского района.

Геофизические исследования, направленные на изучение тектоники Венгрии, уже несколько лет проводятся в рамках программы *Геофизические исследования Опорных Геологических разрезов*. В ходе этих исследований выявлены по данным МТЗ проводящие образования, залегающие на аномально малых глубинах в 2,5—3,5 км в пределах Задунайского среднегорья. Для проверки этих данных в 1985 г. на 20 пунктах выполнены измерения МТЗ на участке профиля МК-3 южнее г. Мор и в его окрестностях. На *рис. 49* приводятся кривые МТЗ, полученные в данном районе,

а на *рис. 50* — данные по глубине залегания проводящего слоя, полученные по кривым $\varrho_{\text{макс}}$ и $\varrho_{\text{мин}}$ при интерпретации по одномерной модели, с указанием направлений кривых $\varrho_{\text{макс}}$. На основании кривых можно установить, что все они одинаковы по своему характеру, и по всем кривым выявляется слой высокой проводимости внутри фундамента. Анизотропия кривых в правых нисходящих ветвях, связанных с проводящим телом, может, однако, превышать два порядка. Отсюда вытекает, что уточнение глубин в пределах 3—15 км пока невозможно, и полученные кривые МТЗ не могут быть интерпретированы по одномерной модели. На *рис. 51* приводятся результаты цифрового моделирования, которые могут рассматриваться в качестве первых попыток двумерной интерпретации.

В нашем институте уже несколько лет разрабатывается и применяется новый метод тектонического анализа — *кинематическое моделирование*. Создана новая модель миоценовой истории развития Карпатско-Паннонского региона, затем она увязана с кинематической картиной, разработанной для широких окрестностей — для среднего отрезка Альпийско-Средиземноморского пояса, от Прованса до Западной Анатолии. Начата проверка выводов из модели относительно небольших тектонических единиц, и начато моделирование домиоценовых процессов. В целом намечена такая картина, в которой структурный облик территории Венгрии и прилегающих стран оформился лишь в олигоцене и миоцене.

Задунайское среднегорье является самой крупной обнаженной геологической единицей Венгрии, изученной в геологическом отношении, пожалуй, лучше всего. Известная по Баконьским и Вертешским горам синклиналь прослежена в Геречейские, Пилишские и Будайские горы при постепенном повороте оси к юго-западу; при этом выяснено, что этот структурный изгиб, как и складчатость и чешуйчатость, возник в среднем мелу. В олигоцен-четвертичном развитии Задунайского среднегорья (*рис. 52*) выделены четыре этапа: (1) правое скалывание юго-восточной окраины (олигоцен) с растаскиванием прежде изометричных тел в западном направлении, что привело к возникновению гранитного пояса Веленце—Балатон и мезозойского пояса Буда—Шерегейеш—Бужак; (2) сжатие юго-восточной окраины (ранний—средний миоцен) с изгибом поясов, возникших на предыдущем этапе, в виде буквы S и с поворотом гор Вертеш против часовой стрелки по отношению к Баконьским горам; (3) левое скалывание (средний—поздний миоцен), вызвавшее появление сдвига вдоль южного края Будайских гор, прослеживающегося на северном краю Веленцейских гор, и широтных сдвигов Геречейско-Пилишского района; наконец, (4) глыбовые движения вдоль новообразованных разломов меридионального простирания (поздний миоцен — четвертичный период), создавшие современный структурно-морфологический облик территории к востоку от Вертешских гор.

Проведенным моделированием раскрыты общие закономерности; в практическом отношении доказаны лишь возможности метода. Можно наметить две главные группы таких возможностей: (а) уточнение современной структуры для обоснования решения задач гидрогеологии, нефтегазоразведки, инженерной геологии и т. п. и (б) восстановление прежних структурных ситуаций для обоснования решения задач по прогнозированию каменных углей, бокситов и т. д. Масштаб и детальность исследований могут быть увеличены, и моделирование может быть проведено в рамках хоть отдельного шахтного поля; точность и надежность, однако, находятся в зависимости от имеющегося в наличии фактического материала.

В *Средней Задунайщине* (рис. 53), принимая за основу стратиграфические колонки по буровым скважинам лучше всего изученных участков (рис. 54—56), а также карты остаточных гравитационных (прил. 4) и магнитных аномалий (прил. 5) для всей территории, была составлена серия геологических разрезов (рис. 57) с использованием данных комплексной геофизической интерпретации (рис. 58). Далее, составлены карты мощностей сарматско-паннонских отложений (прил. 6) и досарматских миоценовых образований (прил. 7). На базе интерпретации всей совокупности данных составлена карта олигоценовых и миоценовых структур (прил. 8). Основываясь на этих материалах, история развития территории может быть охарактеризована следующим образом.

Полосчатость фундамента Средней Задунайщины возникла вероятно лишь в олигоцене в связи с периферическим скалыванием Баконьской единицы, перемещаемой на расстояние порядка 500 км. Граница деформированных и недеформированных областей прослеживается примерно по оси озер Балатон и Веленцеи, одну за другой пересекая зоны фундамента.

Центральная впадина Средней Задунайщины, распознаваемая в морфологии фундамента, по всей вероятности, возникла лишь в миоцене. В ходе ранне-среднемиоценовой коллизии полосы в фундаменте, возникшие в ходе олигоценового скалывания, были изогнуты в виде буквы S на участке между оз. Балатон и р. Дунай. Выявление следов компрессии, связанной со столкновением, можно ожидать в процессе изучения наиболее погруженных участков впадины. В баденском веке возникла зона сжатия, пересекающая полосы фундамента под острым углом и прослеживаемая от Бужака на западе до Будьи на востоке. По крайней мере северная полоса депрессий в пределах центральной впадины Средней Задунайщины возникла одновременно с этой компрессией и после окончания вулканизма в районе Надьсокая. Нет данных об истории более южных районов впадины, хотя и они возникли в миоцене, скорее всего, после окончания вулканизма в этих районах. Игальское и Тольнанаемедийское поднятия, по-

видимому, связаны с той же компрессивной тектоникой, поскольку их положение и форма увязываются с морфологией и внутренним строением северной зоны надвигов.

Молодые, миоценовые структуры лишь приблизительно следовали за существующими структурами фундамента, в деталях отклоняясь от них. В связи с этим прямое применение гравитационных карт, отражающих в первую очередь морфологию фундамента миоценовых впадин, с целью наметить и проследить границы между полосами в фундаменте может дать лишь приблизительный результат.

Из работ в области гидрогеологии и инженерной геологии приводятся два примера. *Инженерно-геофизические изыскания в прибалатонском курортном районе* продолжались на Балатонском нагорье и в Южной Бакони применением метода четырехпараметрового инженерно-геофизического зондирования. Этот метод предназначен для изучения разреза рыхлого чехла четвертичных и третичных отложений; на большей части территории чехол представлен лессом плейстоценового возраста, залегающим прямо на триасовых карбонатных породах, составляющих Баконьские горы. На окраине массива, а также в пределах внутренних впадин встречаются паннонские отложения прибрежных, болотных и озерных фаций изменчивого состава и варьирующих физических параметров. Они были детально изучены в Тапольцайской впадине (рис. 59).

Важнейшей темой в области гидрогеологии было изучение аллювия рек *Мура и Керка*. Задачей комплексных геофизических исследований, начатых в 1984 г., являлись поиски ресурсов подземных вод по вертикали и по латерали. Применялись следующие методы: инженерно-геофизическое зондирование, комбинированные измерения сопротивлений и вызванной поляризации. Во впадине Ленти геофизические работы закончены, основной их результат заключается в установлении общей геоэлектрической модели площади (рис. 60). Мощности современных покровных отложений не достаточно для экранирования поверхностных загрязнений, поэтому приповерхностная обломочная толща плейстоцена не может быть принята во внимание в качестве регионального водоносного горизонта, хотя ее мощность (рис. 61) и пористость благоприятны. По характеру геоэлектрического разреза верхнего паннона можно выделить два типа районов в пределах исследуемой площади: с двухслойной (рис. 60, За и 3б) и с однослойной (рис. 60, 4) моделями. Значительные объемы питьевой воды можно, по видимому, добыть из нижнего горизонта двухслойной модели; на рис. 62 показывается его распространение и глубина залегания. В районах с однослойной моделью максимумами сопротивлений (рис. 63) отмечается увеличение доли прослоев с повышенной пористостью, то-есть выделяются участки, наиболее благоприятные с точки зрения водоносности. Кривой сопротивлений по скважине, пробу-

ренной на площади с двухслойной моделью (рис. 64), подтверждается присутствие нижнего слоя высоких сопротивлений. В верхах последнего, на глубине 80—100 м установлен фильтр; при пробной откачке дебит составлял примерно 2000 л/мин.

2 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ

2.1.1 Методика малоглубинной сейсморазведки*

Успехи сейсморазведки МОВ в интервале глубин до 100 м от дневной поверхности зависят от нескольких условий, с трудом выполняющихся одновременно. Существенно применение высокочастотных источников с благоприятным отношением сигнал/шум и сохранение высокочастотных составляющих отраженных сигналов в ходе записи.

При измерениях с многократным перекрытием влияние приповерхностного рыхлого слоя, выражающееся в ухудшении суммирования, может быть уменьшено лишь детализационным способом систематических поправок. Основой способа поправок служит система многократных перекрытий, составленная из первых вступлений волн в записях МОВ.

Временной профиль $Sa-4$ (рис. 65) со смещением, в поамплитудной раскраске, удовлетворяющий перечисленным требованиям, получен с электрическим источником сигналов спаркер энергией в 1 килоджоуль.

Высокочастотный источник сигналов (спаркер) является отечественной опытной установкой. Его действие основывается на принципе электро-механического воздействия электрического тока. Если в соответствующей среде создать электрический дуговой разряд, то в дуге возникнет короткоживущая плазма, разрушающая окружающую среду и создающая с высоким КПД волну сжатия. Опытный источник сигналов обладает энергией в 1 килоджоуль. Сигнал создается разрядкой батареи конденсаторов, заряженной до 2500 в. Эта энергия выпускается установкой за 200 мкс с высокочастотными составляющими с благоприятным распределением энергии. По своей конструкции данная установка может с особым успехом применяться для создания суммирующих записей, улучшающих соотношение между сигналом и шумом.

Искровой разряд, вызванный зондом, помещенным в буровую скважину, заполненную водой, на глубину 2 м, выпускает сейсмическую энергию в интервале частот до 5000 гц.

Записи сделаны установкой с расположением источника в центре, при расстоянии между каналами в 5 м, по одному сейсмоприемнику с соб-

* Э. Хегедюш, Ф. Кутвельдьи, И. Петрович, Л. Шеди.

ственной частотой в 100 гц на канал, при шестикратном перекрытии. Записывались сигналы инженерно-сейсмическим прибором ESS-01-24 с частотой записи в 0,25 мс.

В скважинах, пробуренных вдоль профиля, пласт миоценовых бурых углей находится на глубинах 50—60 м. Граница нижнего и среднего миоцена, отмечаемая по скважинам, соответствует подошве угольного пласта и четкой сейсмической поверхности.

Смещения по сбросам, выявляемым по профилю, составляют 1—2 м.

2.1.2 Системы обработки данных подземной сейсморазведки на базе персональных компьютеров*

За истекшие годы подземные геофизические измерения вышли из стадии опытных и в отдельных горных районах стали серийными, составной частью эксплуатационных работ. В новой ситуации возникли новые требования в первую очередь в связи со скоростью поступления данных подземной геофизики. В предыдущую стадию опытных работ была вполне достаточной скорость, обеспечиваемая институтским вычислительным центром в соответствии с практикой поисковых нефтегазоразведочных работ, но при серийных измерениях обработка должна быть более быстрой и более оперативной.

Данные подземной геофизики, даже данные наиболее распространенной подземной сейсморазведки характеризуются небольшим объемом. Поэтому было решено создать систему обработки данных подземной геофизики на базе мощного персонального компьютера для обеспечения повышенной скорости и гибкости. Нами выбраны компьютер типа IBM-AT/PC и системы программ по обработке данных подземной сейсморазведки.

Описание систем программ

Обработка материалов подземной сейсморазведки в зависимости от способа их производства осуществляется с использованием трех видов систем программ, предназначенных для просвечивания пластовыми волнами, для отражения пластовых волн и для трехкомпонентных отражений.

Для всех трех систем программ требуется одна и та же конфигурация узлов:

ЭВМ IBM-AT,

фоновая память на твердом диске, 20 мегабайт,

* Дь. Баки, Т. Бодоки, П. Шольц.

гибкая магнитная дискета, 1,2 мегабайт,
память на 512 килобайт,
цветной графический адаптер и дисплей типа IBM;
вспомогательный математический процессор (ИНТЕЛЬ 80287).

Узел ПК1 с магнитной лентой.

Узел ПК1 (интерфейс RS 232).

Матричное печатающее устройство Эпсон 105.

Системы программ эксплуатируются с использованием оперативной системы DOS 3.0.

Ввод сейсмических записей, перемещение и визуализация данных осуществляется обрабатывающими программами по одной и той же схеме. В наборе команд (меню), появляющемся на экране (*рис. 66*), фигурируют следующие команды, из которых можно выбрать необходимую:

INSTALLATION

Определение основных параметров, как, например, интервала записи, количества каналов, длины каналов и т. д.

LOAD

Ввод сейсмической записи с узла ПК-1 с магнитной лентой, с твердого диска, с гибкой дискеты.

VIEW

Визуализация сейсмических записей на экране; при этом регулируется усиление, записи могут перемещаться вверх или вниз, курсором могут намечаться временные окна в пределах тех или иных каналов.

SAVE

Запись результатов на твердый диск или на гибкую дискету.

PRINT

Визуализация записей, профилей на матричном печатающем устройстве в виде волновых графиков.

SYSTEM

Если система оказывается в положении SYSTEM, то ею выбранная геофизическая команда выполняется на всех записях или профилях, заданных в списке параметров команды SYSTEM.

В нижнем левом углу меню появляется список параметров, соответствующих отдельным командам, а в правом нижнем углу — отождествляющий код записи, как раз введенной и записанной.

Наряду с общими командами по вводу данных имеется несколько специальных. Например, при обработке данных просвечивания командой GEOM могут быть введены геометрические параметры изучаемой площади, а при обработке данных отражения командой CORRECTION могут быть заданы параметры измерительной установки и статическая поправка. Визуализация результатов просвечивания может осуществляться в виде карты на матричном печатающем устройстве по команде MAP или же в виде цифр по команде MATRIX. Остальными командами предусматривается выполнение основных операций по обработке геофизических данных:

EDIT

Составление сейсмограмм, приведение к нулю ошибочных каналов, смена полярности каналов.

NORM

Приведение к средней амплитуде, к средней энергии, к максимальной амплитуде.

FILTER

Фильтр, срезающий снизу, сверху или вырезающий полосу.

ROTA

Операция, улучшающая соотношение между сигналом и шумом в случае измерения нескольких составляющих.

ENVELOPE

Создание объемлющей кривой.

STACK

Динамическая поправка и суммирование.

SPECTRUM

Спектр фаз и амплитуд каналов.

VELOCITY SCAN

Сбор каналов, принадлежащих общей глубинной точке, и их поправка.

GROUP VELOCITY

Анализ групповой скорости.

PHASE VELOCITY

Анализ фазовой скорости.

Эти системы имеют структурное строение, к ним могут быть подсоединены произвольные новые модули, а отдельно взятые модули легко могут быть изменены или заменены.

В качестве примера применения охарактеризованной системы приводится обработка результатов измерений, выполненных в Ноградском районе (Северная Венгрия). Подземная сейсморазведка способом измерения пластовых волн преследовала цель просвечивания участка пласта перед фронтом X и определения положения и направления граничного разлома на противоположной стороне откаточной выработки (выработка C) очистного фронта X. Измерения выполнены инженерно-сейсмической установкой ЭЛГИ ESS-01-24 с применением сейсмоприемников для подземной сейсморазведки типа ЭЛГИ-3К-SM-7. Сейсмоприемники и взрывпункты были помещены в осевую плоскость залежи. План ситуации измерений приводится на *рис. 67*.

Измерения способом просвечивания

Измерения способом просвечивания выполнялись в порядке рекогносцировки в одном направлении. В ходе измерений применялись две установки с сейсмоприемниками через 5 м, размещенные в откаточной (C) выработке очистного фронта X. Возбуждение волн производилось из вентилляционной (A) выработки того же фронта, с взрывпунктов через 10 м (*рис. 67*).

Просвечивающие записи обработаны по пяти окнам частот: 140—200, 200—260, 260—320, 320—380 и 380—440 гц. На картах относительной просвечиваемости, полученных в результате обработки, из которых в качестве примеров демонстрируются те, что соответствуют второму и четвертому из окон (*рис. 68 и 69*), применялись четыре различных тоновых оттенка от темных к светлым, а именно: ниже 30%, 30—50%, 50—70% и выше 70%, выраженных в единицах просвечиваемости.

Дисперсионные параметры участка известны по прежним измерениям, так, четвертая карта относительной просвечиваемости (*рис. 69*) соответствует частотам фаз Эйри. На карте видна довольно путаная картина, особенно в треугольнике с вершинами в точках 101, 111 и 1 взрывпунктов и сейсмоприемников, но величины просвечиваемости ниже 30% наблюдаются и в центре участка, между взрывпунктами 114 и 119, с одной стороны, и сейсмоприемниками 12 и 21, с другой стороны, а ниже 50% — перед пунктами 20—31.

На частотах ниже частот фазы Эйри величины просвечиваемости постепенно улучшаются в пределах всего участка (*рис. 68*), поэтому можно сделать вывод о том, что путаная картина вызвана либо одним сбросом амплитудой, достигающей мощность залежи, прослеживающейся вдоль

всего участка, либо несколькими сбросами меньшей амплитуды. Просвечиванием в одном направлении нет возможности сказать что-нибудь более определенное. Два сброса амплитудой в 0,5 и 0,7 м, пройденных вентиляционной выработкой (А) фронта Х, делают более вероятной вторую возможность, ибо эти сбросы вступают в пределы исследуемого участка как раз при точках 111 и 121. Поскольку, однако, картина не является совершенно спокойной и за вторым сбросом, в пунктах 122—127, можно предполагать наличие третьего сброса, параллельного первым двум и не известного по выработкам.

Измерения способом отражений

Измерения способом отражений пластовых волн были выполнены вдоль стенки откаточной выработки (С) фронта Х, противоположной фронту, на протяжении примерно 150 м. Задача заключалась в изучении положения и направления сброса, вскрытого забоем уклона VI (выработка В), поскольку по данным поисковой выработки (D), пройденной из откаточной, направление сброса неожиданно изменилось (рис. 67). Измерения были выполнены установкой с сейсмоприемниками через 5 м и, насколько это было возможно в ограниченном пространстве выработок, в системе с внешними взрывпунктами, с двенадцатикратным перекрытием; при этом расстояние первого сейсмоприемника от источника волн составляло 17,5 м в одном направлении и 7,5 в другом.

С учетом ожидаемого положения сброса обработка данных была выполнена лишь в отношении радиальной составляющей сейсмоприемников; она включала в себя построения, фильтрацию в полосе 320—380 гц, проведение объемлющей, динамическую поправку и суммирование. Полученный временной разрез приводится на *рис. 70*. На нем четко вырисовывается волна, отраженная от сброса. В картине отражений, однако, наблюдаются признаки фокусировки, хорошо известной в сейсморазведке, поэтому необходимо было провести преобразование временного разреза в плоскость. Значения скоростей, необходимые для преобразования, были получены путем анализа одной из записей, полученных способом просвечивания, на ЭВМ. Значение скорости, в сущности соответствующее групповой скорости частот Эйри волн Эвисона, составляет на участке 1250 м/с. Карты, полученные в результате преобразования, приводятся на *рис. 71*. На рисунке видно, что изучаемый сброс сильно искривлен и либо заворачивает обратно в сторону откаточной выработки, либо от него на одном уровне с точкой 85 разреза откаточной выработки отходит другой сброс, который, как ожидается, пересечет откаточную выработку примерно в 50—70 м от конца профиля, т. е. от точки 150. В любом случае можно утверждать, что простирание сброса, наблюдаемое в поисковой

выработке, не выдерживается. Результаты измерений были впоследствии подтверждены данными отработки.

Обработка данных измерений, результаты которой приведены выше, заняла два дня. Можно поэтому в заключение утверждать, что при выполнении измерений с небольшим объемом данных, например, подземной сейсморазведки, неглубинной сейсморазведки, инженерно-геофизических изысканий и т. п., благодаря системам программ по обработке данных, разработанным для мощных персональных компьютеров, обработка геофизических данных весьма существенно ускоряется, и тем самым значительно повышается оперативность измерений.

2.1.3 Источники волн в инженерной сейсморазведке*

В связи с потребностью в проведении малоглубинной (до 100 м) сейсморазведки и с накоплением данных (на накопителе ESS-01-24), а также с возможностью обработки на мощных персональных компьютерах (типа PC) хоть на месте производства измерений возникает необходимость в разработке источников сигналов с подходящими энергией и частотой, легких в обращении, надежных и не наносящих вред окружающей среде, эксплуатируемых в разнообразных условиях дневной поверхности.

В настоящей работе сопоставляются шесть источников различных конструкций, созданных за истекшие годы и работающих на химической энергии (от охотничьих патронов), между собой и с «классическим» молотом, а также с доской, прижатой к почве и ударяемой сбоку (источник SH).

Общим элементом всех этих приспособлений (*рис. 72*) является патронная камера, вмещающая охотничий патрон без дроби (6—8 г пороха), и система взрывания, работающая от электромагнита или от падающей гири, механически.

Сравнительные измерения выполнены близ с. Кишороси, на горизонтальной местности, сложенной отложениями р. Дунай. Геометрические условия измерений, а также модель, установленная по первым вступлениям поперечных волн, представлены на *рис. 73*. В приемной скважине 1 (3 м) находился трехкомпонентный зонд, остальные детекторы состояли из сейсмоприемников, расположенных на дневной поверхности вертикально, а также горизонтально, вдоль установки и поперек к ней ($f_0 = 40$ Гц). Установкой охватывался угол 180° и — с учетом взрывпункта „I“ — интервал 2—100 м. Сигналы подавались на накопитель ESS-01-24 с интервалами через 0,25 мс.

* Л. Дианишка, Л. Херман, Л. Шеди.

Устройство	Вес (кг)	Механизм возбуж- дения сигнала	Запуск	Положение отверстия	Тип поверхности	Диаметр и глубина скважины (см)
SR-II	70	противодействующая сила вспрыгивающей массы	электромагнитный	—	твердый, прочный	—
SR-A	11	давление газа на почву после расширения	электромагнитный	—	болотистый	8,6/50
SR-B	7	давление газа непосредственно на почву	падающий вес	кругом, наклонно вниз	легко буримый	4,3/100
SR-C	7			кругом, горизонтально		
SR-D	7	две камеры патрона типа SR-B				
SR-S	7	давление газа непосредственно на почву	падающий вес	на одной стороне горизонтально	легко буримый	4,3/100

Давление газа в камере патрона составляет 150-220 МПа в зависимости от величины заряда.

Таблица 1. Некоторые характеристики рассмотренных устройств

Первичная интерпретация данных — без поляризационного и ротационного анализов — проводилась на Sinclair-QL PC, оборудованном каскадным входом. На записях, упорядоченных по детекторным компонентам (*рис. 74*), проведены преобразования Фурье по каждому каналу (несколько примеров спектров амплитуд приводится на *рис. 75*), и определено содержание энергии с учетом временных окон и усиления при записи. В спектрах энергия концентрируется в узкой полосе, так что частотный состав канала легко может быть охарактеризован частотой, соответствующей максимуму. Поскольку ни в одном из случаев не обнаружено зависимости от расстояния, частотный состав отдельных видов источников — с учетом всех данных — может быть охарактеризован по гистограмме пиковых частот (*рис. 76*).

Относительная энергия источников, принимая энергию SR II за 100%, была определена для каждой пары взрывпункт—детектор, и были рассчитаны средние из них (высоты столбцов на *рис. 77/a*), а по записям с взрывпункта I было определено процентное распределение типов волн по отдельным источникам (деление внутри столбцов). В целях сопоставлений здесь изображено также и средневзвешенное из гистограмм пиковых частот (*рис. 77/b*).

Сейсмограммы *рис. 78* получены на другом участке с помощью одних вертикальных сейсмоприемников при суммировании различной степени. На записях, нормализованных, с фильтрацией полос, хорошо видно, что сигналы с наименьшими частотами и приповерхностные волны-помехи максимальной интенсивности выпускаются SR-II (в каналах, близких к источнику, после нормирования остаются почти исключительно одни лишь волны-помехи). С точки зрения обоих параметров лучшей оказалась испытанная здесь „электрическая пушка“ (спаркер). Ее сигнал обеспечивается искровым разрядом энергией в 1 килоджоуль и напряжением в 2500 в.

На основании последних двух рисунков можно сказать, что наряду с SR-II, применяющимся уже 10 лет в т. ч. и за рубежом, удалось разработать приспособления с эквивалентной энергией, но с меньшим весом и более удобные в обращении (SR-A, SR-B, спаркер), из которых первое может применяться и в заболоченных местностях, а последнее — при высокочастотных измерениях. В свою очередь, SR-S, сконструированный в целях источника SH, не оправдал надежд, вероятно, в связи с малой поверхностью передачи энергии.

2.1.4 Увеличение емкости сейсмостанции типа СД-16 с помощью коррелятора*

Сейсмостанция типа СД-16, созданный в рамках венгеро-немецкого сотрудничества, при добавлении коррелятора удалось приспособить к измерениям с вибратором (рис. 79). Коррелятор основывается на специальном процессоре типа LSPT с плавающей запятой, разработанном в ЭЛГИ. Этим процессором функции коррелятора выполняются при добавлении к нему блока управления на микропроцессорах типа ИНТЕЛЬ 8086 и крупной архивной памяти на полупроводниках. Новый узел управления ИНТЕЛЬ 8086 стыкуется с микро-ЭВМ, управляющей установкой СД-16, в одной точке.

Специальным процессором в конфигурации коррелятора преобразования Фурье могут быть выполнены вплоть до комплексных блоков данных в 8К. Блоки данных в расчетах: 0,5К, 1К, 2К, 4К и 8К. Величина блоков зависит от времени сейсмических измерений и записи. При малых количествах каналов блок заполняется коррелятором нулями, и преобразования выполняются на этой основе. Операции коррелятора: ввод, вывод, одновременные суммирование и корреляция (возможна и до или после суммирования), исследования подобия.

Регистрация данных и их обработка осуществляются следующим способом. В зависимости от количества каналов, от длины записей и от их шага квантования микро-ЭВМ Роботрон устанавливает сначала параметры сейсмостанции СД-16, затем — параметры узла управления коррелятором 8086. (Узел управления 8086 работает на основе заложенного в ППЗУ программного обеспечения [firmware]). Заложенное программное обеспечение разработано на ЭВМ типа HP 150.

Узлом управления коррелятором задаются параметры необходимых периферии (сейсмостанция архивная память, LSPT), затем дается сигнал на микро-ЭВМ Роботрон, если блок коррелятора готов к накоплению и обработке данных.

Результаты могут быть записаны на накопитель с магнитной лентой или на узел воспроизведения типа ERG. Установкой обеспечивается обработка данных по 24, 48 или 96 каналам. Длина записи может быть выбрана в пределах от 1 до 15 с шагами в 1 с. Шаг квантования может составлять 1,2 или 4 мс.

* Й. Комъяти, Дь. Лазарович, Т. Мери, Л. Пахи, Р. Райнаи.

2.2 РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ ДЛЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ И ГРАВИРАЗВЕДКИ

2.2.1 Разработка методов электромагнитных измерений

2.2.1.1 Определение и исправление ошибок ориентировки при измерениях методом Макси-Проб*

При измерениях на разных частотах замеряется соотношение вертикальной и горизонтальной компонент электромагнитного поля, возбужденного петлей, расположенной на дневной поверхности. Диаметр передающей петли намного меньше расстояния между передатчиком и приемником, поэтому петля может рассматриваться в качестве магнитного диполя. Если этот магнитный диполь вследствие неровностей рельефа не перпендикулярен к плоскости рельефа, точнее, к плоскости, падающей по направлению датчик—приемник, то можно говорить об ошибке в ориентировке передатчика. Если приемник устанавливается в вертикальное положение при помощи нивелирования, то при наклоне дневной поверхности он не будет перпендикулярным к этой поверхности. В этом случае можно говорить об ошибке в ориентировке приемника.

При введении поправки за положение приемника можно получить такие данные, которые могли бы быть получены приемником, перпендикулярным к дневной поверхности (Кардеван—Прачер 1984). Для этого помимо абсолютного значения H_z/H_r необходимо знать и фазу. При наклоне приемника Φ вместо H_z/H_r замеряется величина, описываемая формулой

$$\frac{\frac{H_z}{H_r} \cos \Phi - \sin \Phi}{\frac{H_z}{H_r} \sin \Phi - \cos \Phi} = R_m. \quad (1)$$

Здесь H_z и H_r представляют собой комплексные числа — компоненты напряженности магнитного поля вертикального магнитного диполя, а R_m — измеренная величина. Зная Φ и R_m , можно выразить H_z/H_r . Поправка за положение приемника имеет смысл и в том случае, когда имеет место ошибка и в ориентировке передатчика. В этом случае, однако, полученные результаты соответствуют таковым, которые были бы получены с наклонным передатчиком и с приемником, перпендикулярным к дневной поверхности.

* Э. Прачер, П. Кардеван.

В качестве следующего шага необходимо ввести поправку за положение передатчика. Она значительно сложнее поправки за положение приемника. Поправка за положение приемника означает в сущности изображение измерительных данных в повернутой системе координат. Не существует, однако, такого способа, с помощью которого по значению, полученному на одной частоте при наклонном передатчике, можно было бы точно вычислить значение, ожидаемое с передающим диполем, перпендикулярным к дневной поверхности. Причина заключается в том, что при наклонном положении передатчика существенно изменяется возникающее электромагнитное поле.

Обозначив наклон передатчика через Θ , величину, получаемую после поправки на стороне передатчика, то-есть при $\Phi=0$, можно описать формулой

$$R_m = \frac{\frac{H_z^F}{H_r^F} + \operatorname{tg} \Theta}{1 - \operatorname{tg} \Theta \frac{H_r^V}{H_r^F}}. \quad (2)$$

Наклонный диполь рассматривается как сумма вертикального и горизонтального диполей. Верхними индексами F обозначается вертикальный, а V — горизонтальный диполь. В этом случае нет возможности получить H_z^F/H_r^F как функцию R_m и Θ .

Одним из возможных способов поправки за наклон передатчика является введение поправки с использованием палетки кривых. Ошибки в ориентировке передатчика можно уничтожить путем использования кривых, рассчитанных для поверхности однородного полупространства при различных значениях Θ .

Основой способа, разработанного нами, является формула (2). Трудности вызываются тем, что при данной модели неизвестно значение H_r^V/H_r^F . Введение поправки начинается с высоких частот. Значения H_r^V/H_r^F на каждой частоте должны быть рассчитаны для такого однородного полупространства, удельное сопротивление которого равно кажущемуся удельному сопротивлению, рассчитанному для ближайшей более высокой частоты. Тогда H_z^F/H_r^F уже может быть выражено из формулы (2), так что можно рассчитать новое значение кажущегося удельного сопротивления, соответствующее данной частоте. После этого можно перейти к ближайшей более низкой частоте. В начале расчетов необходимо иметь значение кажущегося удельного сопротивления при наивысшей частоте. Оно может быть получено по кривой, полученной для однородного полупространства путем расчетов по формуле (2). Данный способ имеет характер приближений, но если частоты достаточно близки друг к другу и наклон передатчика не слишком большой, то расхождение между ис-

правленными значениями и результатами измерений, выполненных перпендикулярным передатчиком, не превышает 1%.

На *рис. 80* приводятся (а) кривая H_z/H_r , измеряемая над однородным полупространством при наклонном положении как датчика, так и приемника, и (б) исправленная кривая H_z/H_r , полученная способом, изложенным выше. Эта исправленная кривая тождественна той, которую можно было бы получить при вертикальном положении передатчика и приемника. Кривые на *рис. 81* представляют собой результаты измерений над двухслойным полупространством. И здесь наблюдается совпадение кривых, соответствующих наклонному положению передатчика и приемника после исправлений и вертикальному положению передатчика и приемника.

Литература

КАРБЕВАН—ПРАЧЕР 1984: Влияние рельефа на результаты частотного зондирования с аппаратурой Макси Проб ЕМР-16. Годовой отчет Венгерского Геофизического Института им. Лорадна Этвеша за 1983 г., 210—212.

2.2.1.2 Исследование наклонных границ методом Макси-Проб*

На основании результатов полевых измерений и физического моделирования известно, что при частотном зондировании с возбуждением поля вертикальным магнитным диполем на значение комплексного электромагнитного поля значительное влияние оказывает наклонное залегание слоев. Для определения влияния наклона проведены расчеты для простой модели (*рис. 82*), для которой применим математический аппарат, разработанный для одномерной модели. Исследуемая модель представляет собой полупространство, разделенное на две области плоскостью, наклоненной по отношению к диполю. Таким образом пренебрегается влияние воздуха, но расчеты проведены с такими параметрами (например, числом индукции), на которых это пренебрежение количественно не сказывается. Исследовались расхождения в значениях поля, рассчитанных при $\alpha=0$ и $\alpha \neq 0$, в качестве функций всех параметров (ϱ_1 , ϱ_2 , r , h , α , φ , частота). Влияние наклона границы слоев сказывается на каждой компоненте поля, сильнее по фазе, чем по амплитуде, и это влияние возрастает с увеличением угла падения. При расположении установки по простиранию (по оси „у“) и малом угле падения этим влиянием можно пренебречь. При установке по падению (по оси „х“) и при взаимной замене датчика и приемника меняется и значение компонент E_φ и H_r , в то время как при измерениях по простиранию замена датчика и приемника не сказывается ни

* М. Варга.

на какой компоненте. На основании этих выводов можно разработать такую технологию измерений, при которой в отдельной точке приблизительно определяется направление падения слоев путем проведения зондирования Макси-Проб в различных направлениях.

На рис. 83 приводятся значения R_N , рассчитанные по формуле

$$R_N = \frac{R(\alpha = 5^\circ)}{R(\alpha = 0^\circ)}$$

для $\rho_2/\rho_1 = 0,5$ и 2 в зависимости от направления установки (φ), где $R = |H_z/H_r|$. Кривыми *b.* и *d.* иллюстрируются результаты при взаимной замене датчика и приемника. При нормальной установке с $\varphi = 0^\circ$ датчик расположен справа от приемника, а при $\alpha > 0^\circ$ приемник располагается ближе к границе слоев. При замене датчика и приемника значение, полученное при $\varphi = 180^\circ$, не совпадает со значением, полученным с нормальной установкой при $\varphi = 0^\circ$, поскольку при этом результаты измерений относятся к разным точкам. Видно, что влияние наклона незначительно сказывается на контрастности сопротивлений (кривые *a.* и *c.*, а также *b.* и *d.* близки друг к другу). При установках по простиранию ($\varphi = 90^\circ$) падение слоев не играет роли. При измерениях с установками во многих направлениях приблизительное простирание отмечается тем направлением датчик—приемник, при котором переменной местами датчика и приемника вызывается минимальное изменение в измеряемой величине R . Если измерения проводить перпендикулярно направлению, определенному таким образом, и при этом замена датчика приемником вызывает уменьшение значения R , то глубина фундамента увеличивается в направлении от приемника к датчику и наоборот.

2.2.1.3 Исследование влияния сдвиговых токов*

В случае малоглубинных (несколько метров) частотных зондирований нужно использовать высокие (порядка 1 мгц) частоты. Пренебрежение сдвиговыми токами как при расчете теоретических кривых, так и при интерпретации результатов измерений может привести к существенным ошибкам. Это пренебрежение может привести к ошибкам и в том случае, если приповерхностные породы обладают очень высоким удельным сопротивлением, что часто бывает при измерениях за рубежом, например, в Финляндии. Поэтому нами с помощью компьютерной программы изучены влияние сдвиговых токов и условия пренебрежения ими в случае возбуждения вертикальным магнитным диполем, применяемом в методе Макси-Проб.

В теоретических расчетах учет сдвиговых токов приводит к тому, что

* М. Варга.

даже в случае однородного полупространства нет возможности определить отдельные составляющие поля по аналитическим формулам; такое определение становится возможным при численном интегрировании на основании т. н. теории линейной фильтрации. На высоких частотах сдвиговые токи приводят к изменению всех составляющих поля (для одномерной модели под этим подразумеваются составляющие E_z , H_z и H_r , а также величина $|H_z/H_r|$, измеряемая аппаратурой Макси-Проб), причем это изменение сильнее проявляется в фазах, нежели в амплитудах. Влияние сдвиговых токов должно быть принято во внимание либо при интерпретации результатов измерений, либо при организации производства измерений, с тем, чтобы были выбраны такие параметры измерений, которые обеспечивают минимальное значение этого влияния. С целью уточнения интерпретации нами предусматривается разработка нового преобразования сопротивление—глубина, учитывающее и сдвиговые токи, в то время как для проектирования измерений созданы палетки кривых (рис. 84).

При создании палеток кривых рассматривалось лишь однородное полупространство. Этим не вызывается существенного пренебрежения, поскольку высокие частоты применяются в исследовании первого слоя, и сдвиговые токи имеют наибольшее значение именно здесь. Каждая палетка рассчитана для определенного значения диэлектрической постоянной ϵ . Для наиболее распространенных пород эти значения колеблются в довольно узких пределах ($\epsilon \approx 5 \div 15$), так что достаточно всего несколько палеток. При измерениях предполагается, что значение ϵ известно и что величина $R = |H_z/H_r|$ измеряется на достаточно высокой частоте.

Зная расстояние L_m между передатчиком и приемником при данных измерениях, по палетке, приводимой на рис. 84/а, определяется удельное сопротивление ϱ_m первого слоя. На палетках, приводимых на рис. 84/б и 84/с, изображены значения R и частоты f , при которых в случае заданного значения ϵ с учетом сдвиговых токов или при пренебрежении ими приведенная разность значений R , рассчитанных для этих двух случаев, составляет

$$\frac{R(\epsilon) - R(\epsilon=0)}{R(\epsilon=0)} \leq \Delta,$$

где Δ = заданная малая величина.

Таким образом, для значения ϱ_m , полученной по палетке рис. 84/а, и для величины L_m , используемого при измерениях, с помощью палетки рис. 84/б можно определить критическое значение R_{KT} ; при измерении R ниже критического значения разность превышает Δ . В то же время, при тех же предположениях, по палетке рис. 84/с можно определить критическую частоту f_{KT} ; на более высоких частотах разность превышает Δ .

2.2.2 Инженерно-геофизические изыскания с целью определения количества и качества хранимого угольного шлама*

Боршодским (Северная Венгрия) Угольным трестом в течение трех десятилетий эксплуатационных работ обводненный угольный шлам поставлялся в верхнюю часть долины, перекрытой плотиной. Этот угольный шлам прошел постепенное уплотнение и усыхание различных степеней, так что в пространстве хранилища возникли блоки шлама различного состояния. Шлам, возникший при обогащении углей разнообразного качества и поставлявшийся в режиме, менявшемся во времени и пространстве, отложился в виде слоев различной теплотворной способности.

Угольный шлам в его современном состоянии может быть использован для производства пористых кирпичей, но рыночные цены сильно зависят от возможности селективной (по теплотворной способности) поставки. Поэтому информация о распределении качества угольного шлама, а также о его объеме и массе играет большую роль в экономике сырья.

Матраальйским Угольным трестом дана задача Отделу Инженерной геофизики ЭЛГИ провести исследования хранилища с целью определить пространственное распределение, объем, массу, слоистость и качество слоев угольного шлама.

Поставленная задача была разрешена методом инженерно-геофизического зондирования (детальное описание см. в отчете по за 1978, страницы 163—164) при следующих допущениях:

- объемный вес угольного шлама, отложившегося из воды, в массиве значительно меньше такового подстилающих пород в их естественном залегании;
- слоистость и качество угольного шлама могут быть определены по естественной гамма-активности;
- естественное основание хранилища выявляется по возрастанию механических показателей.

Полевые измерения были выполнены по сети точек. С 25% точек инженерно-геофизического зондирования были отобраны пробы угольного шлама с глубины 50—60 см. Лабораторными исследованиями во всех пробах определены влажность, зольность, содержание водорода, суммарного углерода, сжигаемой серы и окиси калия, а также теплоту сгорания, теплотворную способность и теплоту сгорания на сухое беззольное вещество.

* К. Добровольны, И. Фейеш.

По данным измерений различных физических параметров можно было установить, что объемный вес угольного шлама в массиве на 0,3—0,5 тн/куб. м меньше, нежели подстилающих пород (рис. 85). Такого значительного изменения одного-единственного параметра вполне достаточно для определения мощности и площади распространения, то-есть объема и массы сырья.

Данные измерения естественной гамма-активности свидетельствуют о значительной расчлененности толщи угольного шлама и о существенных колебаниях качественных показателей, ибо в пределах даже одного разреза инженерно-геофизического зондирования значения колеблются даже в два раза. Глинистые породы основания хранилища выявляются по значительным положительным аномалиям естественной гамма-активности. Возросшими значениями давления на острие прибора подтверждается выделение глинистой почвы по ядерным параметрам.

Определение качества угольного шлама основывается на диаграммах, полученных путем сопоставления значений естественной гамма-активности, измеренной в поле, и результатов лабораторных испытаний. Известно, что гамма-активность осадочных пород Венгрии определяется в основном содержанием изотопа K^{40} . Он появляется в повышенных концентрациях (в форме K_2O) в первую очередь в глинах, слагающих основную массу пустых пород. Поэтому качество, то-есть теплотворная способность угольного шлама уменьшается с возрастанием гамма-активности (рис. 86). На основе детального исследования этих зависимостей была определена функциональная зависимость между теплотворной способностью и гамма-активностью:

$$Q_i = e^{b(g - G_A)},$$

где Q_i = теплотворная способность в мегадж/кг,

G_A = гамма-активность, соответствующая единице теплотворной способности (1960 срт),

g = измеренная гамма-активность (срт),

$b = -2,462 \cdot 10^{-3}$, константа.

Данная зависимость действительна при измерениях гамма-активности, выполняемых нашим ядерным зондом. Значения около 1000 срт характерны для угольного шлама I-го и II-го классов.

В результате проведенных исследований составлены поперечные разрезы хранилища (рис. 87) и дана информация об объеме и массе сырья.

2.2.3 Геофизические измерения на службе археологии*

За прошедшие два года были проведены геофизические разведочные работы в археологических целях на нескольких участках: обычно электро-разведочными методами на постоянном токе и магниторазведкой. Были приложены значительные усилия по введению новых методов. Так, есть надежда на то, что измерения методами на постоянном токе будут заменены электромагнитными методами.

Одним из участков проведенных работ являлся четырехугольный объект, обнаруженный на аэрофотоснимках, заснятых с целью разрешения задач мелиорации к юго-востоку от Туркеве (*рис. 88*). Размеры и расположение этого объекта правильной формы, а также представления о внутреннем строении, возникшие на основе увеличенного снимка, соответствуют подобным особенностям прочих римских укреплений, известных в Задунайшине. В юго-восточном углу этого четырехугольного объекта, вероятно, ограниченного земляным валом, для определения точного положения угла объекта были проведены измерения методом сопротивлений на постоянном токе. На картах, полученных с помощью перпендикулярных установок, были сделаны попытки обнаружить эффект от земляного вала, протягивающегося вкрест установкам. Так как на картах аномалий, построенных по первичным данным, влияние вала не проявлялось, то для выделения необходимой информации использовались различные математические методы фильтрации. На основе испытания различных вариантов фильтрации со сглаживающими и срезающими снизу, с нормальными и остаточными, а также с усиливающими перегибы фильтрами была получена карта, изображенная на *рис. 89*, на которой уже прослеживается земляной вал примерно в широтном направлении. Это направление в предлагаемой интерпретации отмечается большими градиентами карты, полученной применением повернутого двойного остаточного фильтра, усиливающего перегибы. Эта интерпретация в настоящее время проверяется неглубокими скважинами.

Уже два года проводятся геофизические измерения на территории средневекового поселения народа ясов в Нэдьсалаше, на окраине села Ясдожа. Здесь имела особая необходимость в проведении геофизических измерений, предшествующих раскопкам, так как поселение имеет длину 2 километра. Обнаружилось, что положение и размеры максимумов сопротивлений дает картину, соответствующую постройкам средневековой деревни. Дело в том, что хотя дома и были земляные, почти в каждом был сложенный из камня очаг. До сих пор раскопками было проверено две зоны максимумов сопротивлений, в обоих случаях наши представле-

* М. Паттантюш-А.

ния подтвердились. Небольшой фрагмент карты электросопротивлений показан на *рис. 90 „А“*. На намеченном на основе этой карты участке раскопок размером 4×4 метра удалось вскрыть жилой дом XIV века с каменной печью (*рис. 94*).

Использование питающих и приемных электродов делает метод электропрофилирования на постоянном токе несколько трудоемким и мало производительным, поэтому естественно стремится заменить его более простым, например, прибором по измерению электромагнитной проводимости (ЕМ-31). Хотя данный метод успешно применяется в первую очередь в выявлении низкоомных образований при глубинах, превышающих таковые при археологических исследованиях, тем не менее опытные измерения в районе с. Ясдожа могут считаться успешными. Большую роль в этом играют теоретические и практические разработки, связанные с данным прибором. Путем производства измерений на нескольких уровнях и при двух положениях прибора может меняться глубина охвата. Решение проблем, связанных с расчетом кажущихся сопротивлений, обеспечивает возможность сопоставления результатов независимо от уровня производства измерений и даже расчета градиентов. Тем самым облегчается выделение аномалий. На карте „В“ *рис. 90* максимум карты „А“ выглядит расплывчатым, в то время как на карте градиентов „С“, рассчитанной по результатам измерений, выполненных на уровнях 1 и 0 м, возмущающее тело выступает уже однозначно. Было бы рано высказывать мнение о возможностях применения данного метода в археологических целях на основе имеющихся данных, но результаты являются обнадеживающими.

Значительным событием 1986-го года было то, что после 40 лет можно было вернуть ценные реликвии добровольной пожарной дружины г. Нырэдъхаза, в обнаружении которых существенную роль играли геофизические измерения. Клад, состоящий в основном из серебряных изделий, был зарыт на дно мусорной ямы лагеря близ г. Линц, Австрия, в 1944-ом году. Успех разведки был обеспечен комплексной научной работой, ему способствовали и сбор исторических данных, полевые археологические исследования и специальные наблюдения, а также и геофизические измерения. Были проведены магнитные измерения по нескольким профилям, целью которых являлось подтверждение археологических наблюдений: то-есть опознавание скрывающей клад мусорной ямы. На *рис. 92* приводится магнитный профиль и детальные карты участков, на основании которых было решено, где стоит проводить раскопки. При раскопках использовался и металлоискатель небольшой глубинности (0,5 м). На *рис. 93* показаны характерные предметы из клада.

Экспертом по археологии на участке Туркеве был Балаж Эрдеи, на участке Ясдожа — Ласло Шелмеци, а при разедке реликвий пожарной

охраны г. Ньирэдьхаза руководителем археологических работ был Петер Немет, которым выражаем свою благодарность за сотрудничество. Расходы по австрийской экспедиции были покрыты Министерством Просвещения.

2.2.4 Обработка данных и подсчет запасов углей на ЭВМ по месторождению каменных углей Маза-Юг-Варалья-Юг*

Задача, сформулированная в заглавии, была решена по инициативе ЦГУ ВНР с помощью Геологоразведочной Информационной системы (ГИС) и Компьютерной системы по вычерчиванию карт (КСВК) на ЭВМ ЭЛГИ НР 9845 и Р-35. Краткое изложение возможностей ГИС и обработки данных на ЭВМ в геолого-геофизических исследованиях опубликовано в Отчетах за 1979 и 1982 гг. (стр. 157—158 и 291—294 соответственно). Ниже излагаются результаты работ, выполненных с 1982 года и завершенных к настоящему моменту.

К 1986 году составлен сводный отчет по разведочным работам на месторождении. Банк данных может быть создан для любого объекта с учетом местных особенностей. На месторождении Маза в связи с очень большим объемом данных и с изменением этого количества по скважинам было необходимо создание вспомогательного банка данных с переменной длиной цепей данных. Кроме того, система должна была быть дополнена новыми оперативными программами, а также целым рядом различных подпрограмм по расчетам и визуализации.

Основным документом банка данных по буровым скважинам и вместе с тем наиболее важным продуктом обработки на ЭВМ, содержащим количественные данные, являются отпечатанные бланки данных. В трех томах сводного отчета содержатся бланки с исходными данными и с их интерпретацией по 82 буровым скважинам и по 25 пластам по каждой скважине. Бланки построены следующим образом:

— в *бланках поскважинных* содержатся главнейшие данные по скважинам и графическая схема колонки по скважине в масштабе 1:10 000, далее, данные по угольным пластам через 100 м и по диапазонам углов падения в виде таблиц (Отчет за 1982 г., рис. 75);

— в *бланках попластовых* содержатся данные по мощностям пластов и качеству каменных углей. Продуктивный интервал колонки по скважине изображается в масштабе 1:1000 с нанесением параметров качества, например, зольности, теплотворной способности и содержания летучих, серы и т. п. (Отчет за 1982 г., рис. 77);

* З. Келемен, Ч. Тот.

— в *бланках коксуетости* содержатся данные по 8 категориям коксуетости. Параметры качества по продуктивному интервалу взвешивались по объемному весу и мощности и заносились в банк данных (Отчет за 1982 г., рис. 78);

— в *бланках искривления* содержатся данные по положению в пространстве данных по скважине; они учитываются в расчетах по программе (Отчет за 1983 г., рис. 76).

Банк данных по скважинам позволяет выдачу и иных видов графики, как например геологических разрезов, геофизических профилей, карт и трехмерных изображений. Основа для разрезов и карт сводного отчета была вычерчена на ЭВМ, все прочие построения велись на этих основах (см. рис. 94). Одним из наиболее впечатляющих элементов программы является составление *карт в изолиниях*, а также визуализация пространственной формы поверхностей в виде аксонометрических изображений. На рис. 95 приводится карта изолиний суммарной мощности угольных пластов и их теплотворной способности.

Важнейшей частью работ на ЭВМ являлся подсчет запасов каменных углей. Подсчет запасов проводился по стометровым интервалам при комбинации методов геологических блоков и вспомогательных блоков по ближайшим скважинам. Подсчет запасов по основным блокам включает в себя:

- подсчет геологических запасов и определение коксуетости;
- расчет разубоживания и потерь;
- расчет разубоженных геологических запасов и определение коксуетости;
- расчет извлекаемых запасов и определение коксуетости;
- расчет промышленных запасов.

Осуществлены разделение запасов по категориям на группы по экономичности и расчет качества геологических запасов по интервалам углов падения и мощности, по горизонтам и блокам.

Обобщая, можно сказать следующее:

1. Благодаря применению ЭВМ, составление сводного отчета и разнообразные расчеты по подсчету запасов были существенно ускорены, и вместе с тем стало возможным испытание различных вариантов расчетов.

2. Все исходные и расчетные данные находятся в памяти ЭВМ, так что все дальнейшие работы по обработке данных и проектированию целесообразно проводить на ЭВМ.

3. Данная работа по составлению сводного отчета и подсчету запасов, в любом случае являющаяся пионерской, могла быть осуществлена только благодаря сотрудничеству на высоком уровне специалистов организа-

ий, поддерживаемых ЦГУ, а именно: Всевенгерского Геологоразведочного Бурового предприятия (OFKfV), Мечекского Угольного треста, ЭЛГИ, Венгерского Геологического института (MÁFI) и Центрального института по развитию горной промышленности (KBFI).

2.2.5 Усовершенствование гравиразведки*

Вопросы сети

Одной из давнишних проблем гравиразведки является вопрос о том, по какой сети и с какой плотностью следует проводить измерения для надежного картирования возмущающих тел. Инструкциями предусматриваются измерения по густой квадратной сети, но финансовые возможности никогда не позволяют выполнить это требование. На практике точки измерений располагаются по редкой квадратной или квази-квадратной сети. Под квази-квадратной сетью понимается такое размещение точек, при котором они не находятся в узлах разбитой сети, но их плотность примерно постоянна. Полевая привязка таких точек проводится по характерным пунктам местности, так что работа по разбивке сети может быть сэкономлена. По какой бы сети ни проводились измерения, величина аномалий на участках между точками определяется путем интерполяции. Серия опытов, результаты которых излагаются ниже, ставилась с целью выяснить, насколько надежна интерполяция при тех или иных системах измерений.

Исследования проводились на основании известного эффекта от сложной модели, часто реализующейся во впадинах внутренних областей Задунайского среднегорья и его окрестностей. Эффект был рассчитан для узлов густой квадратной сети, затем карта аномалий была построена обычным способом. Она во всех отношениях была сходной с привычным картами аномалий. Затем сеть была линейно разрежена, например, в два раза, и для пропущенных точек аномалии определялись путем интерполяции. Эти значения естественно отличались от тех, что были получены при расчете теоретической модели. Дисперсия, рассчитанная по отклонениям, оказалась равной 0,186 мгал. Ею можно охарактеризовать данную (разреженную) систему измерений.

Помимо правильного (например, через одну точку) разрежения использовалось и случайное, при котором отбиралось столько же точек, как и в предыдущем случае, но они образовали уже не квадратную, а лишь квази-квадратную сеть. После выполнения всех тех же процедур (интерполяции,

* А. Кох-Балог, А. Пинтер, Р. Штомфай.

определения отклонений и расчета дисперсии) дисперсия интерполированных значений оказалась равной 0,214 мгал, что лишь ненамного больше, нежели в случае правильной, квадратной сети, хотя затраты на производство измерений снижаются на 35–40%.

По проведенным исследованиям сделан вывод о том, что в данном случае при проектировании сетей для гравиразведки нецелесообразно строго соблюдать квадратную сеть, а следует отдать предпочтение квазиквадратной сети. В этом случае при тех же финансовых возможностях можно выполнить значительно больше точек, то-есть лучше познать поле тяжести (рис. 96).

Способ интерпретации, называемый оптимализацией

Способ вычислений, называемый оптимализацией и применяемый в интерпретации данных гравиразведки, был обновлен и адаптирован к ЭВМ Р-35. Сущность способа заключается в том, что изменения в глубине залегания пород повышенной плотности описываются линейной комбинацией гравитационных карт. Способ вычислений эталонируется по тем точкам, в которых глубина залегания пород повышенной плотности известна по независимым источникам; вслед за тем интерполяция вполне надежна и там, где были только данные гравиразведки. Способ оптимализации с успехом применялся на ряде участков Задунайщины.

Способ аналитического продолжения аномалий вверх

Известно, что при расчете аномалий Буге значения аномалий приводятся к уровню моря. Подобная формулировка необходимых поправок наводит на мысль о том, что карта аномалий Буге может толковаться как результат измерений, выполненных на уровне моря. В действительности же это не так, ибо значение аномалии Буге по каждой точке измерений относится к той точке пространства, где эти измерения выполнены. Этот факт создает помехи в интерпретации особенно в таких районах, где относительные превышения велики.

Ряд способов интерпретации применим лишь в случае таких карт аномалий Буге, точки которых находятся в одной плоскости. Поскольку возникла необходимость в применении таких способов в горах Матра, все измеренные в этом районе аномалии были пересчитаны на общую плоскость. В качестве таковой выбрана горизонтальная плоскость на высоте 1100 м над уровнем моря. Способ пересчета нами называется аналитическим продолжением вверх. Теоретические проблемы, связанные с данным способом, были разрешены в сотрудничестве с Кафедрой Геофизики Мишкольцкого Университета Тяжелой Промышленности. Группой под руководством Ференца Штейнера разработан алгоритм по про-

должению аномалий вверх. Программа написана для ЭВМ Р-35 нашего института, и она работает безукоризненно. Сущность расчетов заключается в следующем. Гравитационное влияние реально существующего тела неизвестного положения может быть точно заменено влиянием плотной корки, предполагаемой вдоль дневной поверхности, реально не существующей, но численно рассчитываемой. По измеренным аномалиям программой сначала рассчитывается плотностная корка, затем, с ее использованием, — аномалия для высоты 1100 м.

Карта аномалий, полученная продолжением вверх, оказалась удобным средством изучения структуры гор Матра. Ее, однако, нецелесообразно использовать в изучении приповерхностных мелких объектов.

2.3.1 Комбинированный зонд для гидрогеологических изысканий*

Разработан зонд типа КTRMQ-3-120-43У на одножильном кабеле, работающий в импульсном режиме. Новый зонд предназначен для каротажа скважин на воду и отчасти на твердые полезные ископаемые. С помощью данного зонда вместе со входящим в его комплект наземным блоком типа KFУ-4-12PD можно проводить одновременные наблюдения в эксплуатационных скважинах за дебитом, за температурой и за концентрацией ионов в жидкости. Следовательно, данный зонд является полезным прибором в определении начальных параметров новых скважин, в установлении оптимального режима эксплуатационных скважин, в выяснении дефектов в сооружении скважин и дефектов, связанных с продолжительной эксплуатацией, в обеспечении информации по гидрогеологическим, гидрохимическим и геотермическим параметрам. Параметры, полученные данным зондом, в первую очередь сопротивление и температура жидкости в скважине, могут быть использованы в поправке каротажных диаграмм.

В нижней части зонда помещено устройство для измерения потока, с которого вращение с помощью магнитной связи передается на оптический кодирующий диск. Такая техника имеет два преимущества:

а) устройство по измерению потока легко может быть отделено от зонда, без нарушения электрических связей; в скважинах с песками и глинами блок по измерению температуры и сопротивления жидкости может использоваться самостоятельно;

б) поскольку кодирующий диск, воспринимающий вращение, вращается совместно с головкой устройства по измерению потока, он лишен тормозящего момента, так что создается возможность регистрации и очень низких скоростей потока.

Выше устройства по измерению потока размещены детекторы теплоты и электроды для измерения сопротивления бурового раствора, в концентрическом по отношению друг к другу расположении. Благодаря этому, длину зонда удалось максимально сократить. Детектором теплоты

* Т. Короди, М. Сентпали, Ш. Лакатош (ВИКУВ).

является электрическая цепь, эталонированная по абсолютным температурам и не требующая дальнейших калибровок после установки на заводе. Электронной системой, построенной на интегрированных цепях типа CMOS с малым потреблением энергии, обеспечивается питание детекторов, обработка их сигналов и независимая передача этих сигналов на поверхность по одножильному кабелю. Блок-схема зонда приводится на *рис. 97*.

Наземный блок обеспечивает одновременную регистрацию скорости потока, скорости подъема зонда, сопротивления бурового раствора, приведенного к 20 °C, температуры в скважине и дифференциального потока. Последний находится в корреляции с проницаемостью.

Основные параметры зонда:

диаметр, в зависимости от измерителя потока	43, 65 или 110 мм,
длина	1300 мм,
масса	6 кг,
максимальная рабочая температура	120 °C.

Узел по измерению потока:

пороговая чувствительность	0,5—2 пов/мин, в зависимости от диаметра устройства.
----------------------------	--

Узел по измерению температуры:

пределы измерений	0—120 °C,
абсолютная точность	± 1 °C,
разрешающая способность	$< 0,05$ °C,
постоянная времени	≈ 2 с.

Узел по измерению сопротивления жидкости:

пределы измерений	0,05—50 омм,
точность	$\pm 0,2$ омм,
разрешающая способность	0,05 омм.

Диаграмма, полученная охарактеризованным зондом, приводится на *рис. 98*.

2.3.2 Устройство для оцифровки каротажных кривых (KAD-85)*

Разработана аппаратура, управляемая микропроцессором и включающая в себя телекамеру, предназначенная для оцифровки аналоговых каротажных диаграмм (рис. 99). Диаграммы регистрируются телекамерой и превращаются в серию выходных сигналов, которые через переключатель видеосигналов подаются на вход видеомонитора (ТВ).

В то же время видеосигнал телекамеры с помощью соответствующей программы и оцифрователя, состыкованного с бусовой системой компьютера, преобразуется в оцифрованную информацию, которая хранится в памяти компьютера и визуализуется на мониторе.

Оцифрование может осуществляться двумя различными способами:

а). Маркерная точка устанавливается оператором в начальную точку одной из кривых, а далее маркер автоматически проводится вдоль данной кривой из числа заснятых телекамерой. В этом автоматическом режиме имеется возможность ручного интерактивного вмешательства.

б). Маркерная точка устанавливается оператором в начальную точку одной из кривых, затем с помощью ручного управления оцифрование производится по точкам.

Интервал профиля, попадающий в поле зрения видеокамеры (не более 8 кривых) оцифровывается, затем с помощью программы следующий интервал стыкуется с предыдущим. Оцифрованные результаты хранятся либо на магнитной ленте, либо на гибких магнитных дисках. Если кривые расположены слишком густо и часто перекрывают друг друга, то целесообразно их разделить путем раздельного перечерчивания. Оцифрованные результаты впоследствии могут быть переведены с фоновой памяти в компьютер-интерпретатор и храниться в банке данных. Калибровка установки возможна с помощью квадратной сети, помещенной перед телекамерой, или с помощью точек, снятых с кривых.

Важнейшие характеристики:

Разрешающая способность оцифрователя по полному экрану телевизора

по горизонтали — 512 точек,
по вертикали — 256 точек.

Фактическая разрешающая способность по кривым профиля

при масштабе 1:200 по глубине

0,1 и 0,2 м,

при масштабе 1:500 по глубине

0,2 и 0,4 м, в зависимости от увеличения телекамеры.

* Т. Беседа.

Центральный узел системы

Оперативная память

Фоновая память (по желанию)

Связь по линии передачи данных

Система программ для пользователей

Общие данные:

питание с сети

рабочая температура

температура хранения

влажность воздуха во

включенном состоянии

микропроцессор Z80.

64 килобайта ОЗУ и 14 килобайта СППЗУ.

кассетный магнитофон; 1/2 дюймовый мнл сопоставимый с IBM; гибкая дискета.

параллельная (8 бит + 2 управляющих сигнала на уровне TTL).

оцифрование, стыковка кривых, перенос данных (основной пакет программ).

220 в $\pm 10\%$, 50 гц, до 300 вт,
от +10 до +35 °C,
от —10 до +45 °C,
90% (без осадков).

3 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

Тиханьской обсерваторией выполнялись задачи по производству измерений и по международному обмену данными. На основе предварительной обработки почасовых средних и выравнивания базиса, средние значения измеренных геомагнитных составляющих составляют в Тихани для эпохи 1986,5:

$$\begin{aligned} D &= 1^{\circ}34,8', \\ H &= 21\,454 \text{ нтл}, \\ Z &= 42\,358 \text{ нтл}, \\ F &= 47\,479 \text{ нтл}. \end{aligned}$$

С целью контроля за уровнем измерений сравнительные измерения проводились совместно с обсерваториями в Бельске (Польша) и в Гроцке (Югославия), кроме того, сотрудниками обсерватории в Хурбанове (Чехословакия) выполнены измерения в Тихани. Результаты измерений свидетельствуют о стабильности уровней с точностью в пределах нескольких (2—5) нтл по составляющим интенсивности.

Продолжался анализ серий почасовых средних по обсерватории для горизонтальных интенсивностей выбранного контрольного интервала (1973—1975 гг., *рис. 100*). Изучены характер правильного дневного хода, полученного фильтрацией, его соответствие эмпирическому спокойному дневному ходу (Sq) и появление правильной дневной составляющей периодов возмущений. На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

а). Подходящей фильтрацией серий почасовых средних по фазам и амплитудам становится возможным простое определение правильного дневного хода (*рис. 101*).

б). Ход Sq проявляется в виде сигнала чисто 24-часового периода в первую очередь около зимнего и летнего солнцестояний (*рис. 102*).

в). В остаточных сериях данных четко проявляются и правильные дневные изменения в периоды возмущений, поэтому такие серии благоприятны для изучения Sq — Ds переходов (*рис. 103*).

* Л. Хедьмеги, А. Кёрменди, Т. Ломници, З. Сабо.

Данные измерений по государственной сети были заново пересчитаны с коэффициентами IGRF '85. В сотрудничестве с работниками Хурбановской обсерватории начата компоновка словацких и венгерских измерений и интерпретация вековых изменений.

В 1986 г. начаты запланированные измерения вековых вариаций по отечественной сети. В рамках этой работы проведены рекогносцировка опорных и запасных пунктов вековой сети и измерения по ним. Наша цель заключается в обновлении отечественной вековой сети, сокращенной за прошедшее десятилетие до 13 пунктов, и в ее расширении до нескольких десятков надежных точек. В 1986 году измерениями охвачены значительная часть Задунайщины, а также средняя и южная части междуречья Дуная и Тиссы, и кроме того измерения проведены в нескольких пунктах Затиссайщины.

В первом квартале 1986-го года был создан второй экстенсометр (длина 12 м) на геодинимической станции Будапешт (Матяш-хедь). Началась реконструкция работающего на станции регистрирующего гравиметра типа Аскания при содействии Института Теоретической Геодезии Боннского Университета. На основании предварительных теоретических расчетов будут переделаны термостаты прибора, и с целью повышения точности наблюдений будет в нем установлено автоматическое калибровочное устройство. Усовершенствование регистрирующего гравиметра стало возможным благодаря финансовой поддержки фонда Гумбольдта (ФРГ).

При содействии Габора Хея начата статистическая обработка данных, накопленных в Международном Центре Земных Приливов. В расчетах использовались данные наблюдений, произведенных в Европе. Важнейшими из полученных результатов являются следующие:

- а) Средний шум при наблюдении главных приливных волн (O_1 , K_1 , M_2) составляет 0,1–0,2%, оптимальный уровень шума достигается при наблюдениях продолжительностью 1 год и более.
- б) Максимальной внутренней точностью и минимальным уровнем шумов характеризуются гравиметры, работающие по принципу сверхпроводимости, и гравиметры Лякоста-Ромберга, сконструированные для записи земных приливов. Несколько выше уровень шума в приборах Геодинамика и Аскания.
- в) Расхождения между результатами отдельных гравиметров, характеризующие внешнюю точность наблюдений, составляло несколько десятых процента, что значительно больше уровня шума наблюдений. Это обстоятельство неблагоприятно влияет на интерпретацию земноприливных наблюдений. На основании наших расчетов трехмерных моделей Земли (см. ниже) нельзя ожидать, что вариации гравиметрических земноприливных факторов в пространстве превысят 1,2%.

* П. Варга.

г) Точнее всего наблюдения волн M_2 , а для волн O_1 получены значительно менее благоприятные характеристики точности. К сожалению, все предыдущие инструментальные сравнения основывались именно на этой последней волне. На *рис. 104* показан ход шумов для волн O_1 , K_1 , M_2 и S_2 .

В последнее время встала проблема необъясненных расхождений между теоретическими результатами Молоденского и Крамера [1961] и Вара [1981]. Нашими расчетами моделей Земли выяснено, что расхождение между теоретическими результатами этих двух авторов лишь кажущееся. Молоденский в свое время пользовался упрощенной моделью Земли, а расчеты Вара основывались на модели Земли ПРЭМ. Применяя системы неоднородных дифференциальных уравнений Молоденского для случая модели ПРЭМ, нами получены результаты, весьма схожие с таковыми, полученными Варом.

Использованием теории Молоденского для случая этой современной модели Земли исследована степень зависимости чисел Лава и её комбинации $\delta = 1 + h - 3/2k$ и $\gamma = 1 + k - h$ от распределения в мантии Земли скоростей продольных (α) и поперечных (β) сейсмических волн.

Подобные исследования были проведены и для модулей сжатия (κ) и сдвига (μ) (*рис. 105*). Можно заключить, что изменение α , β , κ или μ существенно влияет на числа h , k , l , но δ и γ значительно меньше зависят от упругих свойств мантии. Наблюдаемые изменения не являются линейными, они ассиметричны и намного больше по magnitude для α и κ , чем для β и μ .

Рассмотрена также зависимость чисел Лава и их комбинации от вариации упругих параметров α , β , κ и μ на различных глубинах. Результаты этих исследований показаны на *рис. 106*. Был использован сферический слой толщиной в 0,05 относительных единиц (~ 320 км), который может находиться на различных глубинах. На *рис. 106* на горизонтальной оси отложены глубины верхней кромки исследуемого слоя, выраженные также в относительных единицах. Это означает, что при $r/R = 1,00$ слой лежит на поверхности Земли, а при $r/R = 0,60$ сферический слой — практически на поверхности земного ядра. Все значения упругих параметров в аномальном слое увеличены на одну и ту же величину в 10%. На *рис. 106* видно, что изменения чисел Лава и их комбинаций δ и γ наиболее значительны, если возмущения α и κ протекают на относительных глубинах 0,95–0,85. Поперечные волны β обнаруживают более сложную картину: значения k и h монотонно увеличиваются при перемещении сферического слоя от поверхности к ядру. Число l до глубины 0,9 уменьшается, но потом его значение начинает увеличиваться. Похожие изменения, подобные таковым в случае поперечных волн, проявляются и модулем сдвига.

Вудхаузом и Дзевонским в 1984-ом году рассмотрен вопрос о том, какие латеральные аномалии могут иметь место в верхней мантии по поперечным волнам β . Таким путем получена трехмерная модель до глубины 670 км ($r/R=0,90$). Наблюдаемые горизонтальные аномалии скорости на глубине 50 км составляют $\pm 8\%$, на глубине 250 км — $\pm 2,5\%$ и, наконец, на глубине 650 км — $\pm 2\%$. Таким образом, возможные вариации скорости в горизонтальном направлении имеют приблизительно такую же величину, как и скачки скорости по радиусу Земли. В модели ПРЭМ у границы Мохоровичича скачок скорости продольных волн составляет 15% , а на глубинах 220, 400 и 670 км — соответственно 6% , 3% и 7% . В другой работе, используя скорости продольных волн, Дзевонским создана трехмерная модель нижней мантии. Аномалии α скоростей в верхней части нижней мантии составляют $\pm 3\%$. То же самое верно и для границы мантия–ядро. В других частях нижней мантии латеральные вариации α составляют $\pm 1\%$.

На основании вышесказанных рассчитаны возможные вариации h , k , l , δ и γ с учетом условия $\alpha \approx \sqrt{3}\beta$. Получены следующие вариации Δ :

$$\Delta k = -1,80\%; \quad \Delta h = -2,67\%; \quad \Delta l = 0,82,$$

$$\Delta \delta = -0,72\% \quad \text{и} \quad \Delta \gamma = 1,59\%.$$

Учитывая, что распределение плотности в мантии известно с погрешностью 2% , и увеличивая значение плотности в модели ПРЭМ на эту величину всюду в мантии (сохранив при этом массу и момент инерции Земли неизменными путем увеличения плотности внутреннего ядра, что практически не влияет на значения чисел Лава), можно получить следующие возможные вариации вдоль земной поверхности:

$$\Delta k = -1,16\%; \quad \Delta h = -1,42\%; \quad \Delta l = 1,76\%,$$

$$\Delta \delta = -1,23\%; \quad \Delta \gamma = -1,80\%.$$

Литература

- DZIEWONSKI, A. M. 1984: Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.* **89**, B7, pp. 5929–5952.
- МОЛОДЕНСКИЙ, М. С., КРАМЕР, М. В. 1961: Земные приливы и нутация Земли. Изд. АН СССР, Москва, 40 с.
- WAHR, J. M. 1981: Body tides on an elliptical, rotating elastic and oceanless Earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **64**, pp. 677–703.
- WOODHOUSE, J. H., DZIEWONSKI, A. M. 1984: Mapping the upper mantle: three dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.*, **89**, B7, pp. 5953–5986.

*Результаты опытных палеомагнитных исследований, выполненных на бюккских офиолитах**

Несколько выходов мезозойских офиолитов гор Бюкк изучались в палеомагнитном отношении в 1960 г. (Э. Мартон—П. Мартон, неопубликованные данные). В результате размагничивания переменным током до 0,05 тл удалось изолировать относительно стабильную остаточную компоненту с приемлемой, но довольно высокой дисперсией по каждому пункту. Средние палеомагнитные направления оказались северо-западными, с малыми наклонениями до и с большими после введения поправок за наклон. В то же время расхождения в направлениях между точками остались неизменными. Эти результаты не смогли быть объяснены какой-нибудь приемлемой тектонической моделью. За время, прошедшее с шестидесятых годов, существенно усовершенствованы как приборы, так и способы. С помощью доступной в настоящее время аппаратуры естественная остаточная намагниченность может быть размагничена в ряд ступеней, вплоть до исчезновения первичного сигнала. Таким образом, может быть изучен полный спектр NRM (естественной остаточной намагниченности), причем часто могут быть распознаны различные по генезису компоненты NRM.

Офиолитовые образцы из многих обнажений (рис. 107) были подвержены многоступенчатому размагничиванию. Каждый образец для начала помещался в поле переменного тока, иногда до 0,23 тл. Образцы, сохранившие часть NRM даже при 0,23 тл, были подвержены термальной чистке.

Опытами выяснено, что NRM как габбро, так и базальтов весьма устойчива по отношению к размагничиванию переменным полем (рис. 108, а). Такое поведение трудно объяснить, поскольку носителем NRM, вероятно, является магнетит (рис. 108, б). При этом NRM является составной в том смысле, что состоит из двух компонент сходного направления, но противоположной полярности. Перемагничивание в направлении

* Э. Мартон-Салаи.

современного геомагнитного поля встречается очень редко и легко может быть удалено.

Компоненты NRM, к сожалению, не всегда легко разделить. С этой точки зрения лучше всего изучен силл габбро (рис. 107, обн. 1), где пробы отбирались в шести пунктах, расположенных вкрест простиранию силла и охватывающих 45 м по горизонтали. Хотя было достигнуто полное размагничивание NRM, а группировка остаточных направлений по большинству пунктов вполне удовлетворительно (*табл. II*; большие k), по ним нет смысла рассчитывать среднее. После удаления намагниченности по современному полю средние направления и несколько одиночных направлений попадают на дугу большого круга, в пределах которой встречаются направления как прямой, так и обратной полярности, повернутые против часовой стрелки (*рис. 109*).

В *пункте I* среднее склонение близко к 180° , а среднее наклонение представляет собой малую положительную величину. Оба остаются неизменными в ходе чистки. Направления образцов с *пункта II* меняются вдоль большой окружности при размагничивании. Большая окружность определяется треугольниками 1 и 2 (1 = среднее направление из всех направлений, полученных до 0,05—0,11 тл, а 2 = то же до 0,09—0,11 тл). Единственный образец, представленный малым треугольником на рисунке, ведет себя по-другому в сравнении с остальными членами группы. Образцы с *пункта III* ведут себя одинаково. Среднее направление перемещается вдоль большой окружности, сходной с таковой *пункта II* (полукругом 1 обозначено естественное состояние, 2 — ступени чистки в 0,08—0,11 тл, а 3 — в 0,09—0,12 тл). Образцы с *пункта IV* несут ясные следы перемагничивания в современном поле (круг 1, естественное состояние), но эта вторичная намагниченность легко удаляется (ступень 2, 0,05 тл). В более интенсивном поле переменного тока и при высокой температуре (0,15 тл и 550°C) направления рассеиваются, как это видно по малым кружочкам 3. Образцы с *пункта V* также обнаруживают перемагничивание в современном поле (квадрат 1, естественное состояние). Наложенная намагниченность была удалена уже в поле 0,04—0,05 тл. При дальнейшем размагничивании направления приобретают отрицательные наклонения (квадрат 3), за исключением одного образца. Поведение образцов с *пункта VI* сходно с таковым с *пункта V*, но направление намагниченности концентрируется в этом случае в полушарии с нормальной полярностью, вместо дальнейшего очищения.

Обратная конечная точка дуги большой окружности достигается многими образцами обнажения 1, в то время как о положении нормальной конечной точки можно здесь судить лишь по косвенным признакам. Нормальная конечная точка, полученная экстраполяцией, подтверждается и реальными измерениями (окружность с крестиком внутри), но это на-

блюдение сделано на образцах с других обнажений. Крайние значения на стороне с обратной полярностью, повидимому, могут рассматриваться в качестве первичного остатка (табл. II, пункты II, III и V, 3-я ступень чистки), а остальные могут быть не приняты во внимание, поскольку NRM не является однокомпонентной.

Пример обнажения 1, следовательно, показывает, что серийное применение размагничивания в переменных полях с умеренно высокими пиковыми значениями, обычного в случае вулканических пород, в случае буюкских офиолитов не дает никакого успеха. Лишь полное удаление NRM и ее анализ делают понятной палеомагнитную информацию, заключенную в офиолитах.

Как известно, буюкские офиолиты претерпели метаморфизм низших ступеней. Встает вопрос о том, смог ли метаморфизм отклонить остаточную намагниченность от направления бывшего магнитного поля Земли. Отклонения, связанные с ориентированными структурами метаморфического или магматического происхождения, обычно оцениваются по степени анизотропии магнитной восприимчивости и по группировке главных осей эллипсоидов восприимчивости. Обнажение 1 было изучено и с точки зрения такого эффекта. Результаты сводятся к следующему:

1. Принимая во внимание метаморфическую природу пород, степень анизотропии является удивительно малой: $\chi_{\text{макс}}/\chi_{\text{мин}}$ близко к 1,00, степень анизотропии не превышает нескольких процентов, и в некоторых случаях он меньше единицы.

2. Несмотря на слабую анизотропию, хотя бы одна группа осей восприимчивости четко выделяется по всем пунктам, за исключением IV-ого.

3. Распределение главных осей восприимчивости совсем не одинаково в пределах всего слага и не отражает того поля напряженности, которое должно было преобладать во время регионального метаморфизма.

4. Повидимому, нет корреляции между ориентировкой эллипсоидов восприимчивости и направлением остаточной намагниченности (ср. *рис. 109 и 110*).

В 1986 году в третий раз проводилось определение значения Δg на абсолютной гравиметрической опорной точке в Будапеште (пещера Матяш) абсолютным гравиметром ГАБЛ советского производства. Путем измерений Δg на абсолютной точке изучалась зависимость между вертикальным градиентом ускорения силы тяжести (ВГ) и высотной отметкой пункта измерений (H_i ; см. *рис. 111*). Согласно полученным результатам, значение вертикального градиента над постаментом, в интервале высот от 618 до 1672 мм, уменьшается на будапештской абсолютной точке на 165 этвеша при увеличении высотной отметки пункта измерений.

Было изучено гравитационное влияние воздушных масс на результаты измерений. Расчеты проводились с разными моделями атмосферы; при этом был разработан оптимальный способ расчетов, с помощью которых, при использовании отечественных метеорологических карт и радиозондовых данных, можно определить влияние изменчивых воздушных масс на высокоточные гравиметрические измерения. Это влияние при экстремальных метеорологических условиях в Центральной Европе может достигнуть значения $13 \cdot 10^{-8} \text{ мс}^{-2}$ (13 мкгал), превышая ошибку измерений с существующими абсолютными гравиметрами.

Были обработаны результаты гравиметрических измерений по Единой Гравиметрической сети за 1980—86 гг., и было проведено выравнивание полученных результатов. Помимо способа наименьших квадратов были составлены и такие варианты, в которых выравнивание осуществлялось путем использования различных целевых функций. Было проведено также и выравнивание способом грубой оценки. Благодаря всем этим операциям, выявлены недостатки выравнивания способом наименьших квадратов, особенно в случае измерительных ошибок, по порядку приближающихся к грубым. Применение целевых функций и грубая оценка целесообразны не только в выравнивании результатов гравиметрических измерений, но также и в исследовании результатов прочих измерений в геодезии и в геофизике, в поисках их ошибок.

* Г. Чано, А. Шархидаи.

Примеры деятельности ЭЛГИ за рубежом

*Международная Геологическая экспедиция на Кубе**

Венгеро-кубинской комплексной геолого-геофизической партией в составе Международной Геологической экспедиции стран-членов СЭВ работы проводились на юге Кубы, в районе г. Ольгин. До конца года выполнены геологическая съемка масштаба 1:50 000 территории в 3310 кв. км вместе с сопровождающими геофизическими работами регионального типа, а также геолого-геофизические поисковые работы масштаба 1:25 000 на территории в 72 кв. км на участках, обнаруженных при картировании и выделенных в качестве перспективных на полезные ископаемые.

В районе работ оруденение приурочено большей частью к зонам приконтактных изменений, связанных с дайками диоритов и габбро, внедрившимися в серпентинизированные гипербазиты. Некоторые из рудопроявлений, в т. ч. Маябе — Санта Мария, являются перспективными на золото-серебряное оруденение. Пиритизированная зона метасоматоза под приповерхностной железной шляпой легко выявляется и прослеживается геофизическими методами. Заданными поисковыми скважинами подтверждены сведения по размерам оруденелой зоны по простираанию и падению.

*Международная Геологическая экспедиция в Монголии**

Венгеро-монгольской комплексной геолого-геофизической партией, работающей в составе Международной Геологической экспедиции, в 1986 году выполнялись в первую очередь работы, связанные с поисково-оценочными работами на серебряно-полиметаллическом рудопроявлении Мунгун Ундур. Кроме того ею выполнена геологическая съемка масштаба 1:50 000 некоторых других проявлений полезных ископаемых, в т. ч. проявления руд редких металлов Могой Чулут. Наряду с геофизической съемкой в опытно-методическом порядке проведены измерения методом центральных потенциалов в вариантах скважина—поверхность, скважи-

* А. Жиле.

на—скважина и поверхность—поверхность с целью геоэлектрической корреляции в интересах прослеживания оруденелых зон.

Результатами проведенных работ являются следующие:

а). На восточном крыле рудного поля Ундур Цаган при геофизической съемке обнаружена новая оруденелая зона.

б). На участке Могой Чулут получены новые свидетельства перспективных запасов руд редкоземельных элементов.

в). На участке Цаган Чулут выявлены кварцевые жилы, содержащие вольфрам, молибден и серебро, разведка которых намечена на 1987 г.

г). При детализационных геофизических работах удалось проследить оруденелые зоны между канавами, а также выявить участки выхода пробуренной оруденелой зоны на поверхность.

*Поисковые работы на бокситы в Греции**

По заказу фирмы Грик Хеликон Боксайте в течение около трех месяцев нами проводились поисковые на бокситы геофизические измерения в окрестностях г. Дистомон, в горах Хеликон. Задача заключалась в изучении т. н. второго бокситоносного горизонта в пределах нескольких участков с суммарной площадью примерно в 2 кв. км. Бокситы здесь встречаются в виде твердых пород, залегающих в пластах мощностью до 10 м и с сопротивлением приблизительно в 500–900 омм, по данным ВЭЗ. Они подстилаются верхнеюрскими (кимериджскими) и перекрываются верхнеюрскими и среднемиоценовыми (титонскими и сеноманскими) известняками с сопротивлением примерно в 3–6 тыс. омм. Все эти породы смяты в складки и залегают с крутыми углами падения, местами превышающими 60°. Зоны разломов могут быть насыщены карстовыми водами или выполнены глинистыми породами, поэтому некоторые из них становятся проводящими.

В ходе опытных измерений было выяснено, что поставленная задача решается методами ТУРАМ и картирования подземных потенциалов, а также частотным зондированием Макси-Проб. По участкам близповерхностного (до 60 м) залегания изучаемого бокситоносного горизонта были составлены карты по данным методов ВЭЗ и низкочастотного радиоволнового. Картирование подземных потенциалов обычно затруднялось в связи с высоким геоэлектрическим сопротивлением сухих приповерхностных скальных пород.

С учетом аномалий по методу ТУРАМ пункты частотного зондирования были заданы по неправильной сети, по которой была составлена ориентировочная тектоническая карта. По ней удалось квалифицировать

* Бодри Дь., Дюрко П., Резеши Г.

аномалии по методу ТУРАМ и дать рекомендации по бурению скважин. Удлиненная положительная аномалия ТУРАМ на *рис. 112* заказчиком была вскрыта скважиной по нашей рекомендации. Аномалия оказалась вызванной линзой бокситов с максимальной мощностью, вероятно, в 3,5 м.

На профиле частотного зондирования *рис. 113* бокситы не были выделены, но по данным бурения глубины отражены правильно.

*Сейсморазведка вибросейс в Верхней Австрии**

По заказу фирмы Rohöl-Aufsuchungs GmbH (RAG) среди живописных гор Верхней Австрии в течение 4 месяцев выполнялись сейсморазведочные работы с вибраторами со следующими параметрами:

количество профилей — 20,

расстояние между сейсмоприемниками — обычно 20 м (по одной из линий — 25, по опытной линии — 12,5 м),

количество каналов — 120,

количество перекрытий

— 3000% на 25% профилей,

— 6000% на 75% профилей,

количество записей — 6311,

объем профилей — 170 пог. км,

продолжительность работ — 4 месяца в две смены,

аппаратура — DFS-V — CS-2502 (Texas Instruments — Sercel),

предварительная обработка на станции R-11 предварительной обработки — ввод, демультимплексирование, упорядочение по глубинным точкам, NMO, стекинг; предварительно обработанные профили выдавались в среднем через две недели после измерений.

Обработка осуществлялась в вычислительном центре Пракла, находящемся в Вене, в центральном здании фирмы RAG. Вычислительный центр арендуется фирмой RAG.

Измерения вибросейс выполнялись нами во многих районах трудной проходимости, от гор Матра до Греции, но здесь было тяжелее всего. По желанию заказчика профиль разбивался по прямой линии, и только точки вибраций можно было выбирать с учетом дорожной сети и прочих условий проходимости. При такой системе отпала необходимость в обработке по кривой линии. Обработка стала проще, и распределение глубинных точек было более равномерным, нежели было бы в том случае,

* А. Коня.

если линия установки следовала за проходимостью. Только горы не были бы такими крутыми, да кабель не был бы так тяжел, да не шел бы дождь постоянно в течение месяца! Но шел, так что тяжелый кабель со 120 каналами нужно было таскать, ползая в грязи, вверх и вниз по горам. На узких асфальтовых дорожках вибраторы как-то размещались, но как только оказывались в стороне от дороги, представителем местной ассоциации по туризму сразу было отправлено письмо в газету *Neue Kronen Zeitung*, выходящую в Верхней Австрии, с протестом против разрушения туристских троп. В результате нашей „дипломатической“ деятельности, однако, было достигнуто согласие в том, что при необходимости проведения поисков на нефть и газ окружающей среде значительно меньше ущерба наносится вибраторами, нежели взрывами, как в классическом варианте сейсморазведки. Нам удалось доказать, что делается все возможное в целях охраны окружающей среды и ликвидации нанесенного ущерба. Вслед за этим в газете *Salzkammergut Zeitung* появилась статья на пол-страницы с дружелюбным отзывом о нашей деятельности. Несмотря на изложенные затруднения, связанные с проходимостью и охраной окружающей среды, выработки были высокими: в среднем более 1500 записей 120-канального вибросейса в месяц.

Время на вибрации и измерения занимали более 40% всего рабочего времени. Представителем фирмы RAG в письменном виде зафиксировано, что фирма осталась довольной как высокой производительностью, так и высоким качественным уровнем измерений. Даже в газете предприятия *Mobil World* издана статья, с признанием отозвавшаяся о нашей работе (рис. 114).

В достижении высокого качества немалую роль сыграла поставка на местность полевого вычислительного центра нашего института по предварительной обработке данных сейсморазведки, обеспечившая выбор соответствующих параметров измерений и постоянный контроль за качеством первичных материалов.

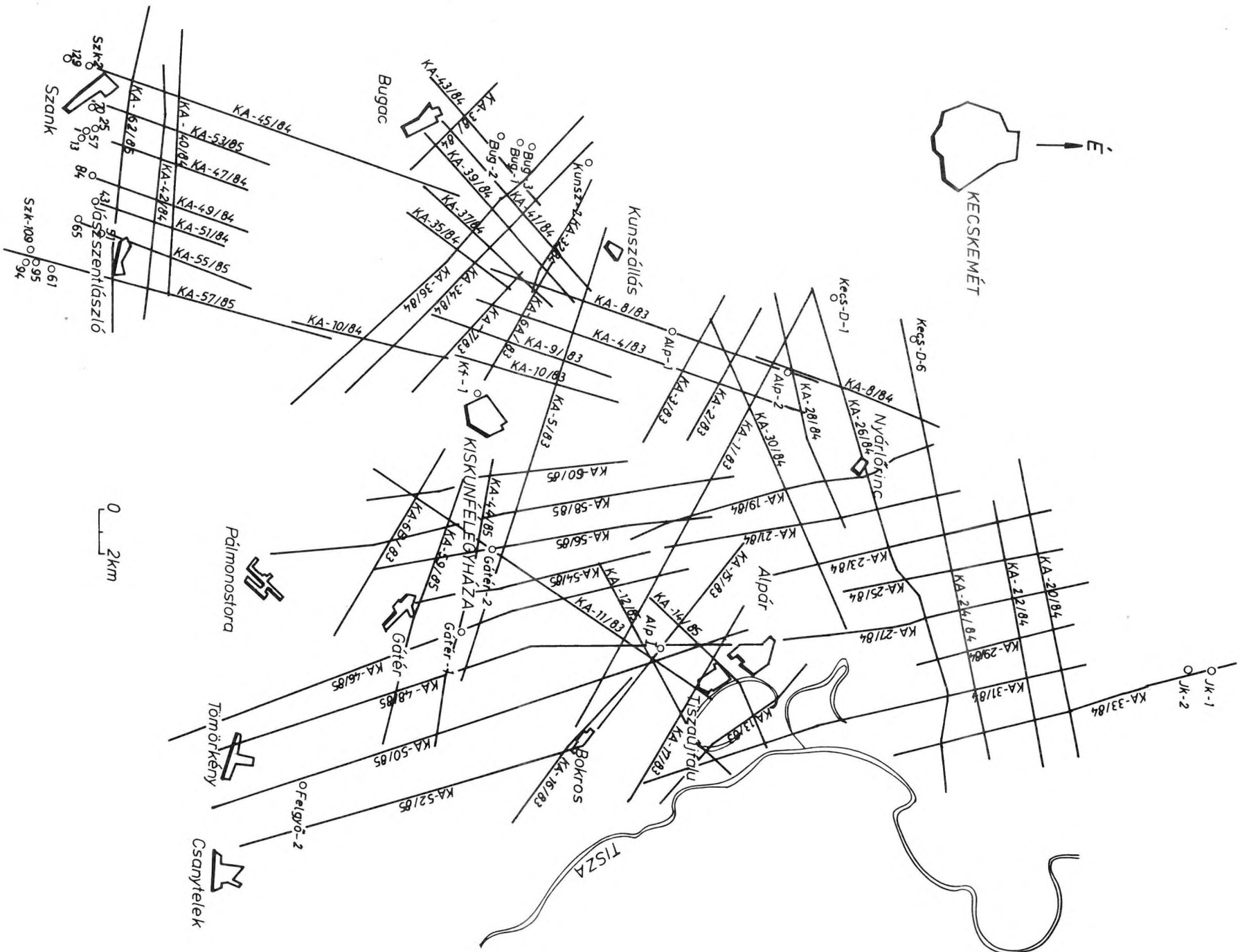
Работа библиотеки

Фонд библиотеки в настоящее время состоит из 28 122 томов книг и журналов, а также 10 991 прочих библиотечных единиц. В 1986 г. фонд был увеличен 542 книгами, 347 томами журналов, 649 изданиями прочей документации, 350 описаниями аппаратуры. Каталог журналов пополнен 6 новыми названиями. В ходе международного обмена изданиями получено 318 изданий, и отправлено 3355 изданий по 587 адресам в 59 стран. В 1986 г. в 209 случаях выдавались издания внешних организациям и было обслужено 4797 читателей/абонентов.

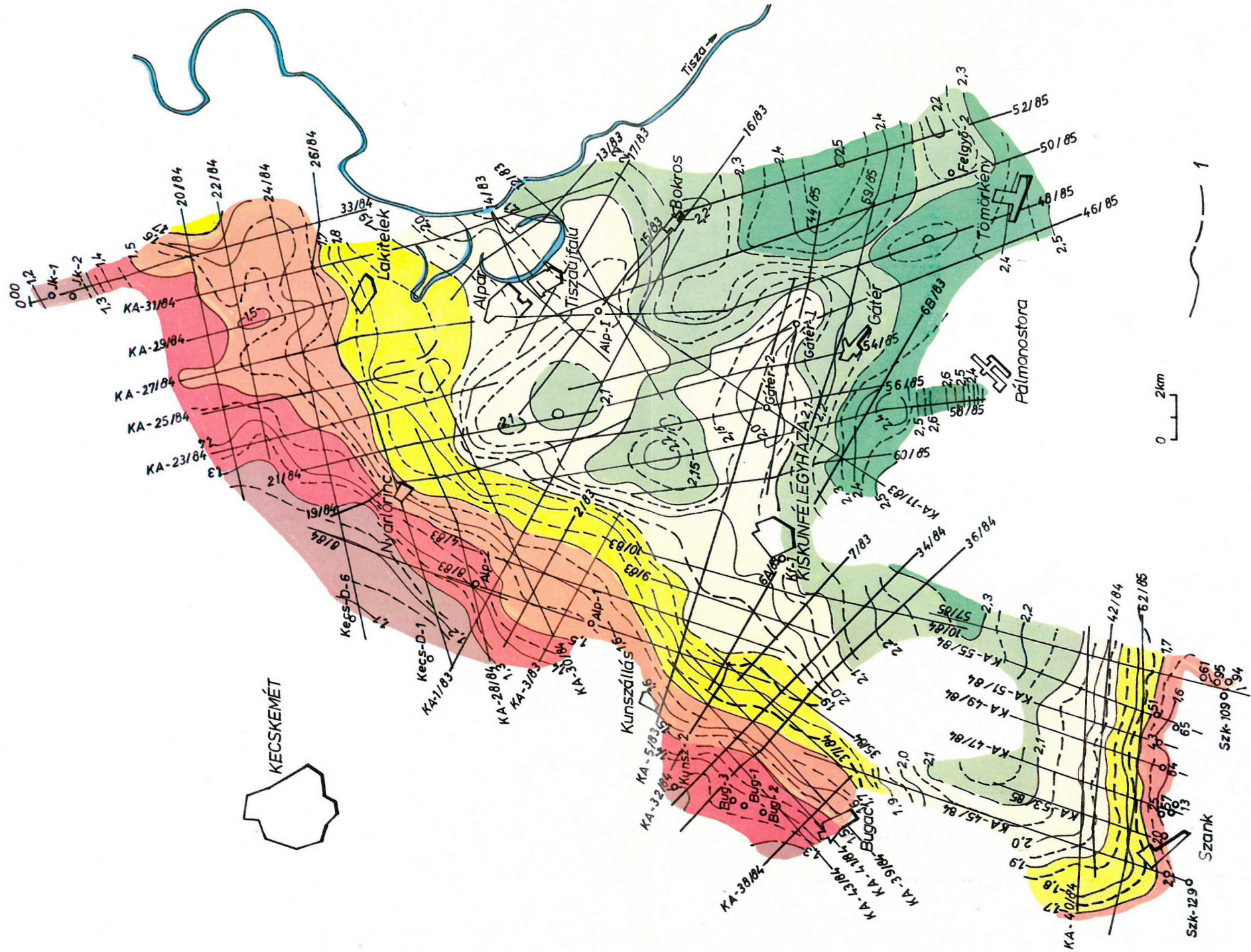
Издания

В 1986 году ЭЛГИ выпущены следующие издания:

1. Годовой отчет Венгерского Геофизического института им. Л. Этвеша за 1985 г.
2. Геофизический Бюллетень, том 32, №№ 1, 2 и 3.
3. Study of the Earth Tides (Bulletin of KAPG) No. 8.



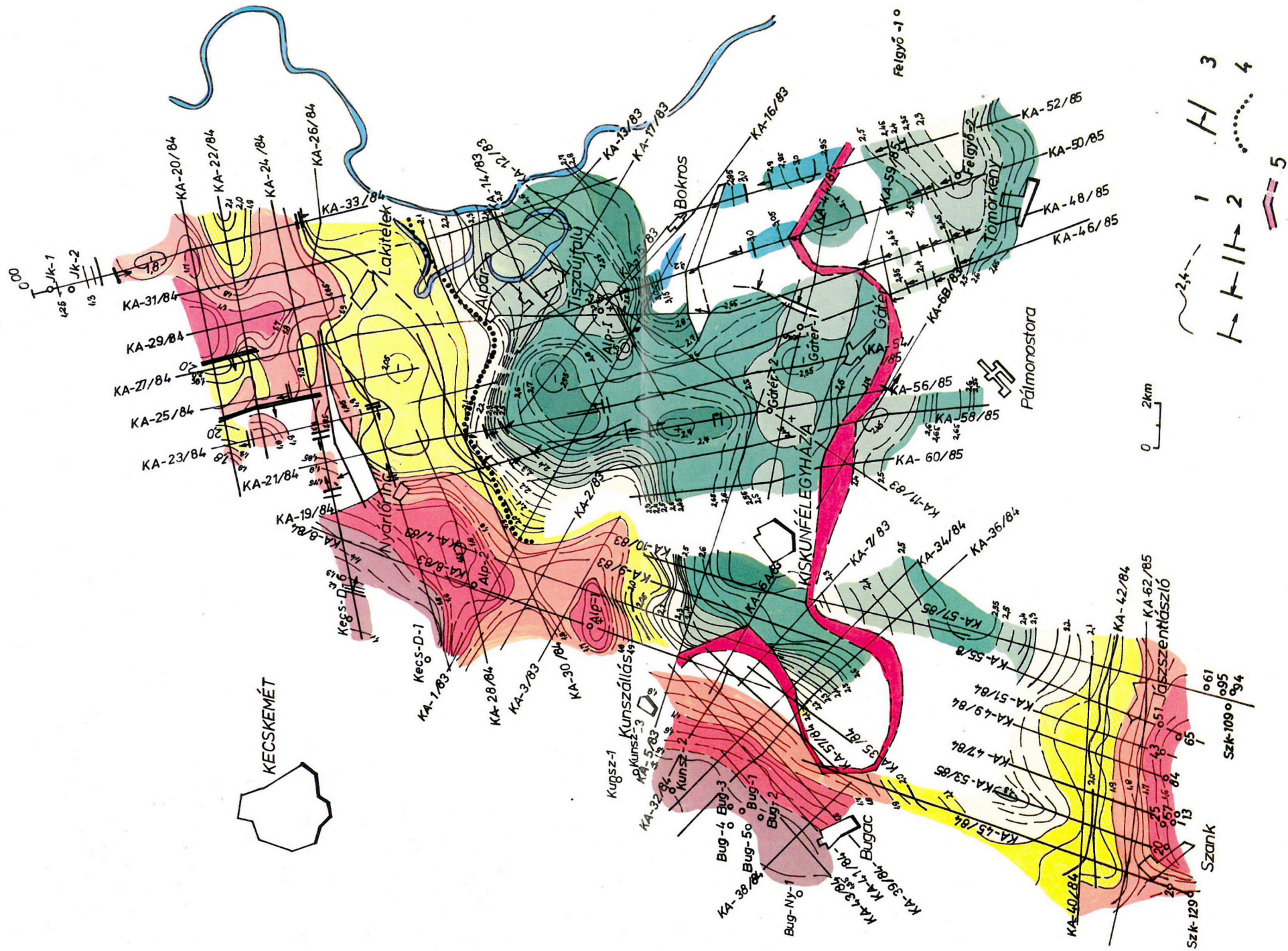
- 1. melléklet.* A Kecskemét-D-Kiskunfélegyháza-Alpár-Kunszállás-Jász-szentlászló kutatási terület szeizmikus méréseinek helyszín-
rajza
- Enclosure 1.* Location map of the seismic survey in the environment of
Kecskemét, Kiskunfélegyháza, Alpár, Kunszállás, Jász-szent-
lászló
- Приложение 1.* Карта площади Кечкемет-Юг-Кишкунфелдьхаз-Аль-
пар-Кунсаллаш-Яссентласло с обозначением профилей
сейсморазведки.



2. melléklet. A pannóniai medence aljzatának időtérképe
I — idővonal

Enclosure 2. Time map of the basin floor of the Pannonian sediments
I — timeline

Приложение 2. Временная карта подошвы паннонских отложений:
I — изолиния времени.



3. melléklet. A preausztriai medencealjzat időtérképe

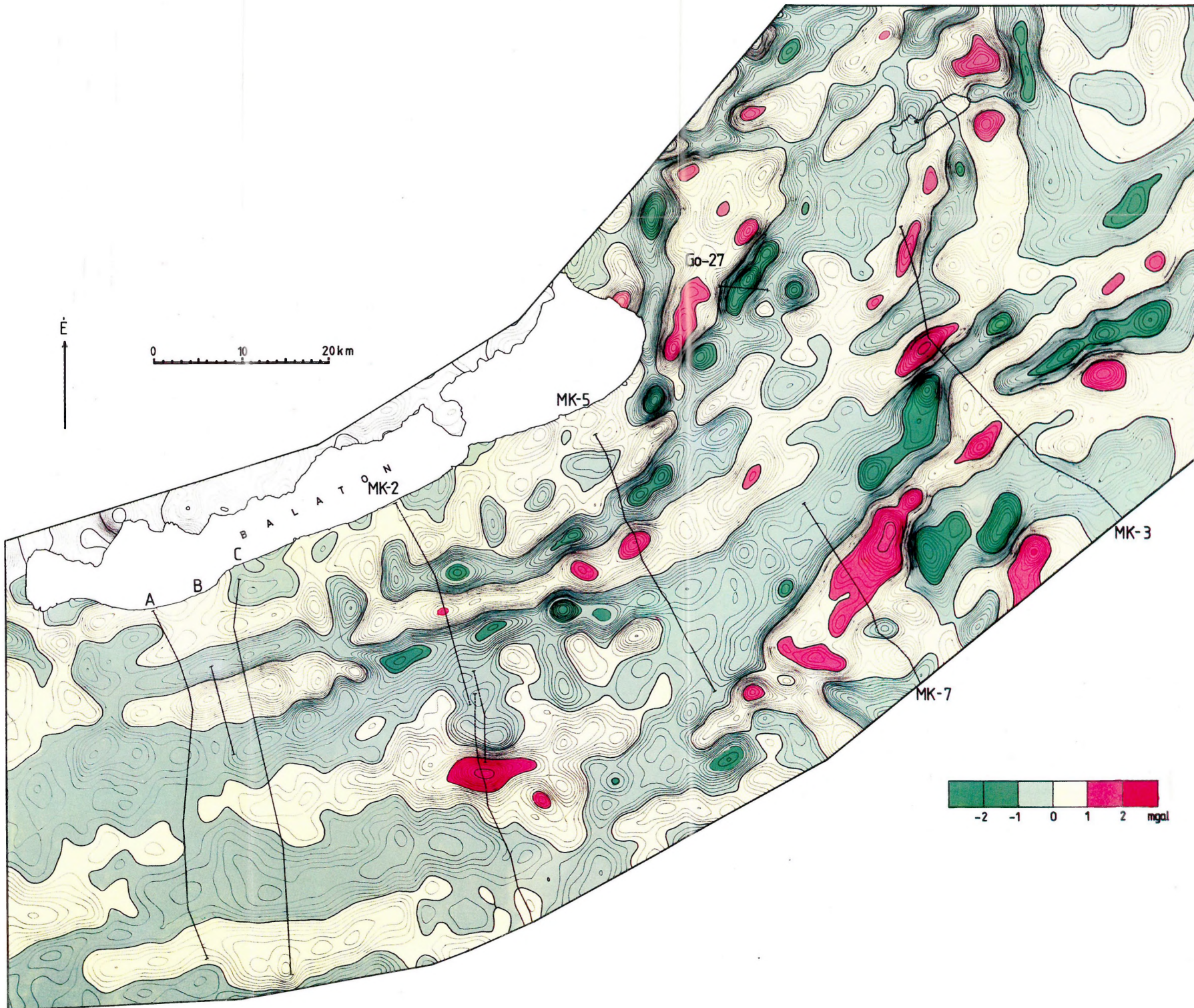
1 — idővonal; 2 — vető, feltolódás, vetőzóna; 3 — törészóna; 4 — a feltételezett felsőkréta jellegváltása; 5 — a felsőkréta kikelődési zónája

Enclosure 3. Time map of the pre-Austrian basement

1 — timeline; 2 — fault (normal and revers, fault zone); 3 — tectonic zone; 4 — changing of character of the Upper Cretaceous seismic signature; 5 — pinch-out zone of the Upper Cretaceous

Приложение 3. Временная карта поверхности доавстрийских образований:

1 — изолиния времени; 2 — сброс, взброс, зона сброса; 3 — зона разлома; 4 — изменение характера предполагаемого верхнего мела; 5 — зона выклинивания верхнего мела.

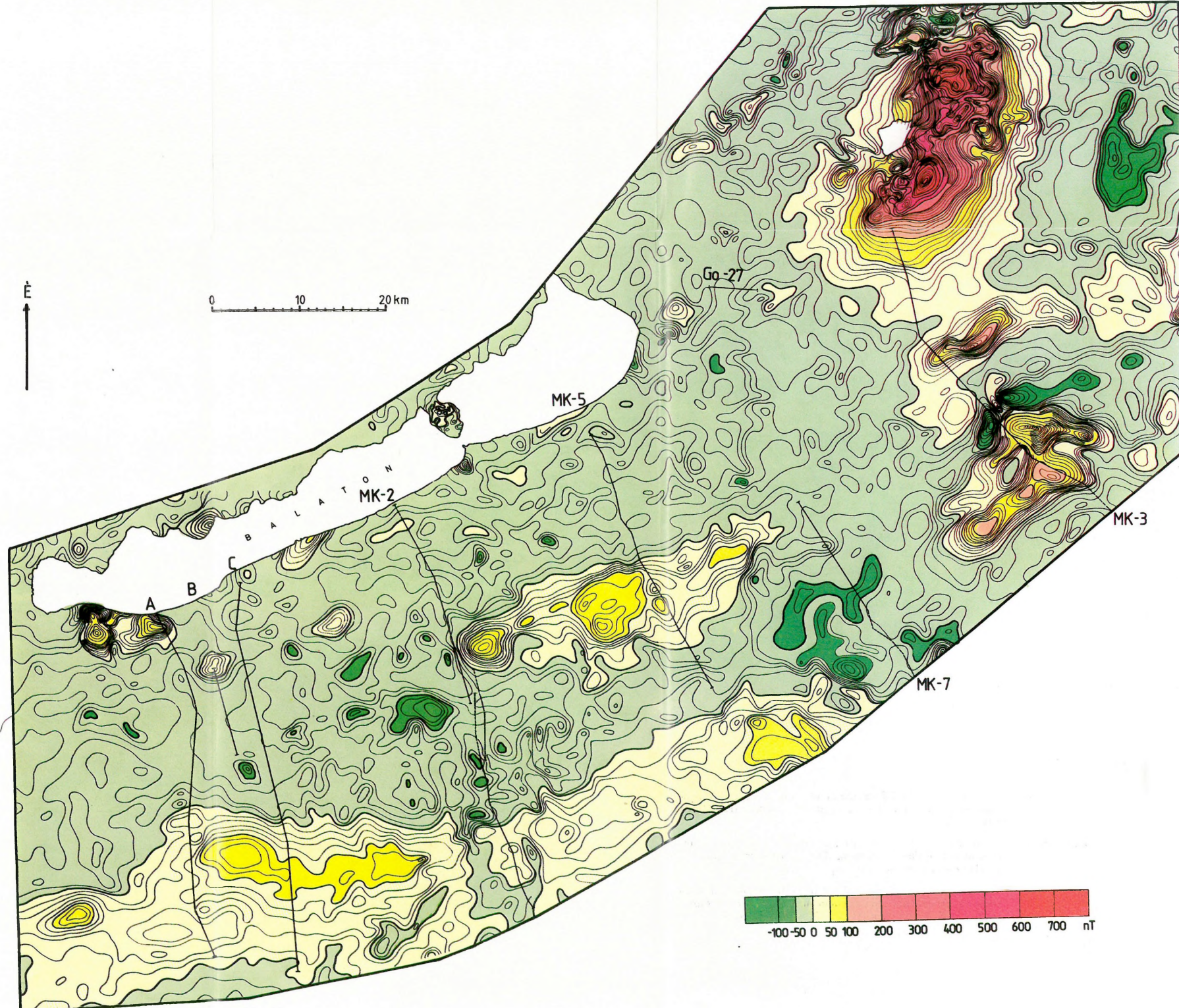


4. melléklet. A Közép-Dunántúl gravitációs maradék-anomália térképe. Kivágat SZABÓ-SÁRHDAI [1985b] térképéből ($\sigma = 2,4 \text{ g/cm}^3$, $\kappa = 7-4$)

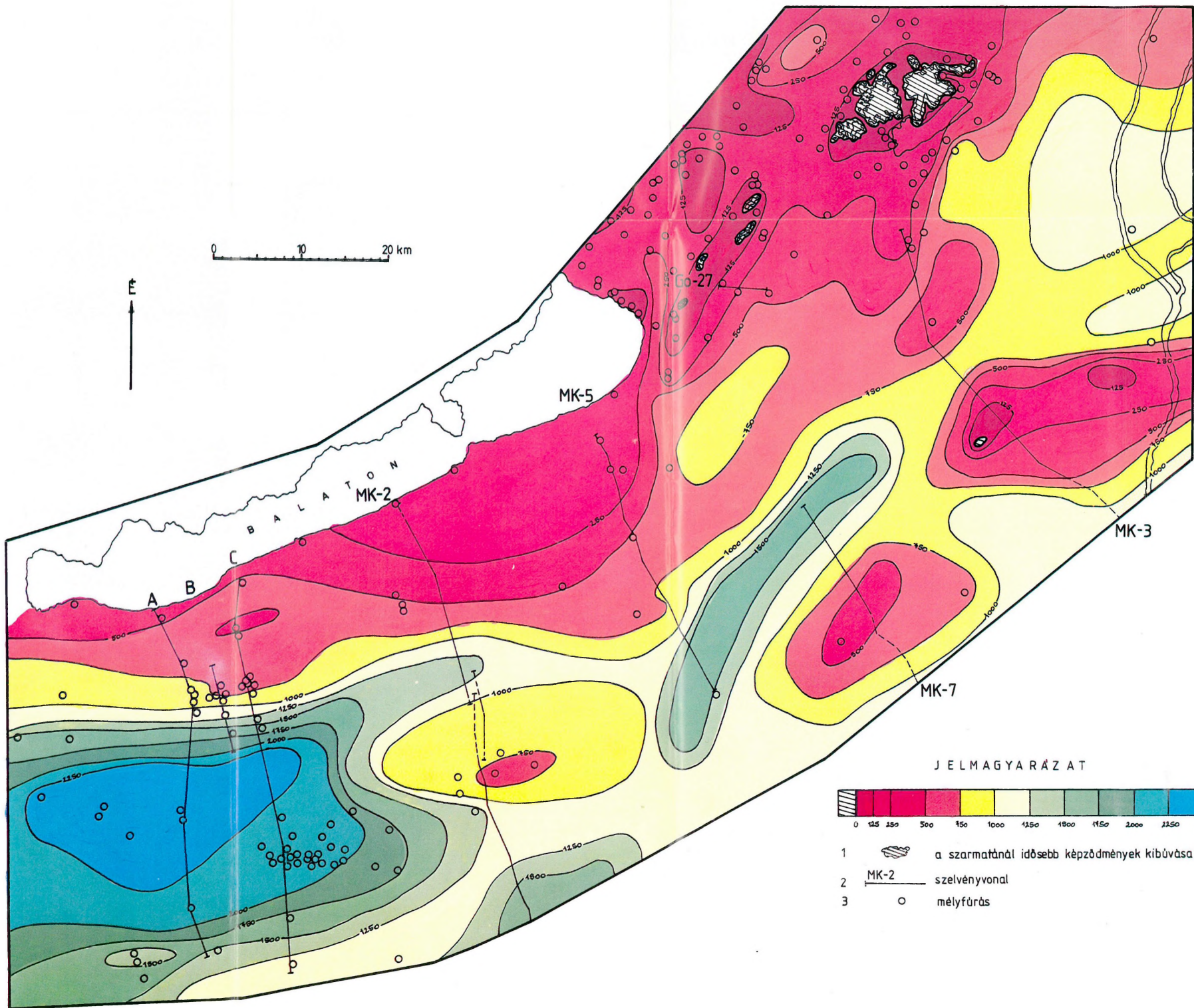
Enclosure 4. Gravity residual anomaly map of the central part of Transdanubia. Detail of the map compiled by SZABÓ and SÁRHDAI [1985b] ($\sigma = 2.4 \text{ g/cm}^3$, $\kappa = 7-4$)

Приложение 4. Карта остаточных гравитационных аномалий Средней Задунайщины. Фрагмент карты З. Сабо и А. Шархидай [SZABÓ—SÁRHDAI 1985b] ($\sigma = 2,4 \text{ g/cm}^3$, $\kappa = 7-4$).








5. *melléklet.* A Közép-Dunántúl földmágneses anomália térképe. A függőleges térerősség anomáliái. Kivágot HAÁZ-KOMÁROMY [1966] térképéből
- Enclosure 5.* Geomagnetic map of the central part of Transdanubia. Anomalies of the vertical component. Detail of the map compiled by HAÁZ and KOMÁROMY [1966]
- Приложение 5.* Карта магнитных аномалий Средней Задунайщины; аномалии вертикальной напряженности поля. Фрагмент карты И. Хаз и И. Комароми [HAÁZ--KOMÁROMY, 1966].



JELMAGYARÁZAT



- 1  a szarmatatánál idősebb képződmények kibúvása
- 2  MK-2 szelvényvonal
- 3  mélyfúrás

6. melléklet. A közép-dunántúli szarmata pannóniai üledékek vastagságtérképe, mélyfúrási és geofizikai adatok alapján szerkesztve

Enclosure 6. Thickness map of the Sarmatian-Pannonian sediments in the central part of Transdanubia from drilling- and geophysical data

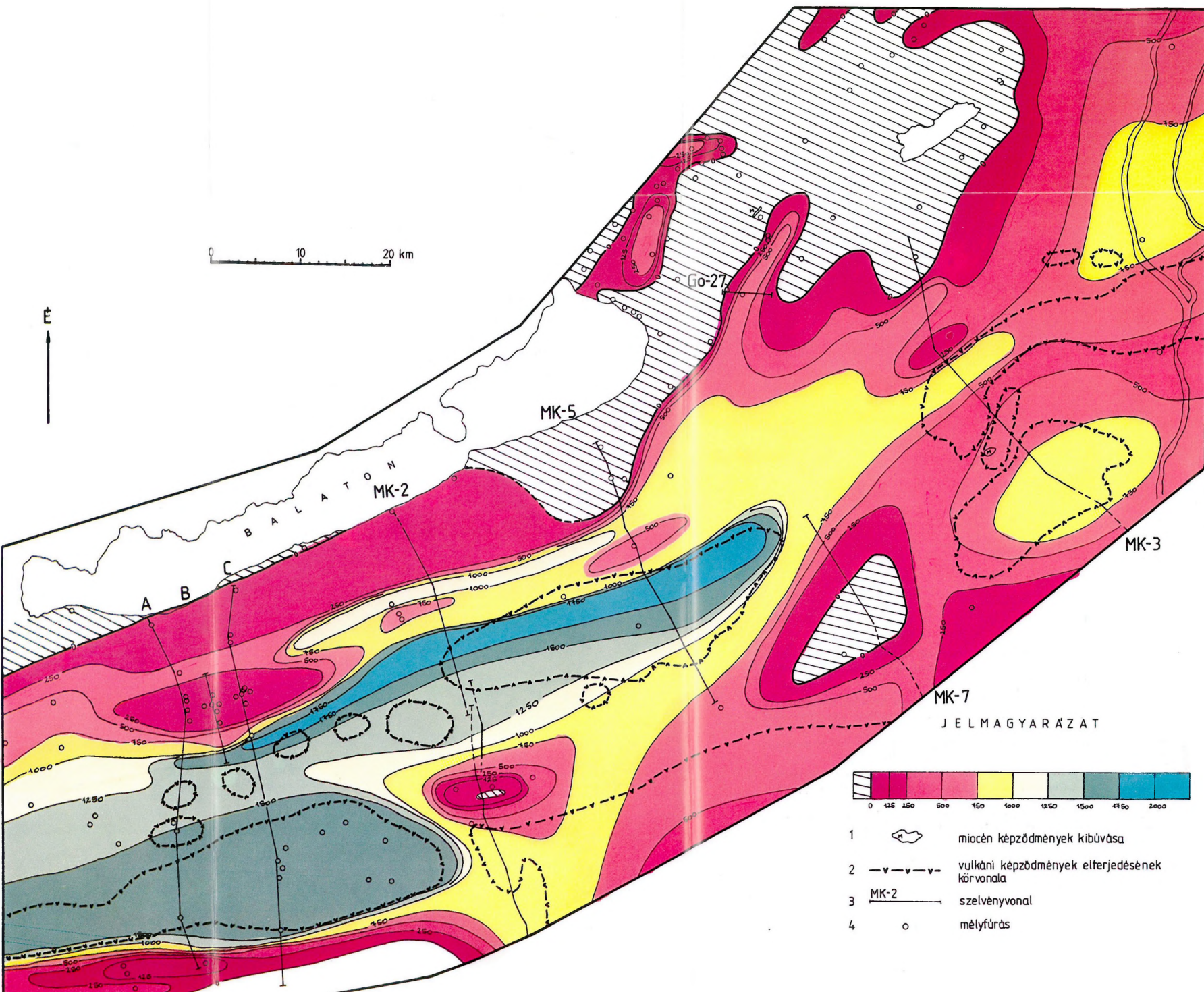
1 — outcrops of pre-Sarmatian complexes; 2 — geological profile (Fig. 57); 3 — borehole (for codes see Fig. 53)

Приложение 6. Карта мощностей сарматско-паннонских отложений Средней Задунайщины по геофизическим и буровым данным:

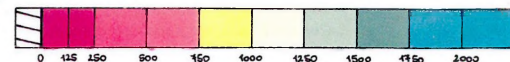
1 — контур выходов досарматских образований; 2 — линия геологического разреза (рис. 57); 3 — скважина (номера см. на рис. 53).

0 10 20 km

E



J E L M A G Y A R Á Z A T



- 1 miocén képződmények kibúvása
- 2 vulkáni képződmények elterjedésének körvonala
- 3 MK-2 szelvényvonal
- 4 mélyfűrds

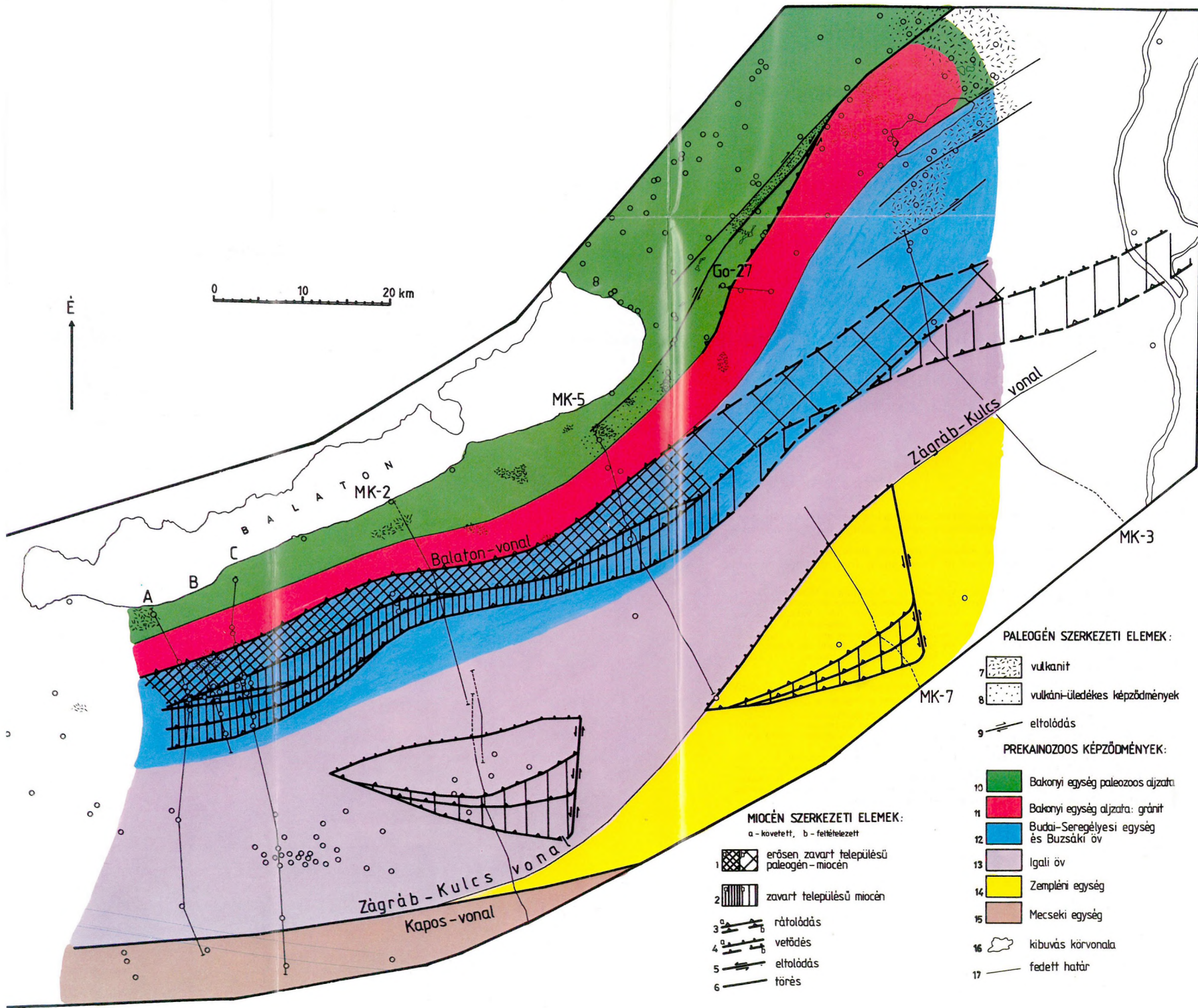
7. melléklet. A közép-dunántúli szarmatánál idősebb miocén képződmények vastagságtérképe, mélyfúrási és geofizikai adatok alapján szerkesztve

Enclosure 7. Thickness map of the pre-Sarmatian Miocene formations in the central part of Transdanubia from drilling- and geophysical data

1 — outcrops of Miocene complexes; 2 — contour of Miocene volcanic complexes; 3 — geological profile (Fig. 57); 4 — borehole (for codes see Fig. 53)

Приложение 7. Карта мощностей досарматских миоценовых образований Средней Задунайщины по геофизическим и буровым данным.

1 — выходы миоценовых образований; 2 — контур миоценовых вулканических толщ; 3 — линия геологического разреза (рис. 57); 4 — скважина (номера см. на рис. 53).



8. melléklet. Oligocén-miocén szerkezeti elemek a Közép-Dunántúl tektonikájában, mélyfúrás és geofizikai adatok alapján szerkesztve

Enclosure 8. Oligocene and Miocene structural elements in the tectonics of the central part of Transdanubia from drilling- and geophysical data

1-6 — Miocene structures, a) observed, b) supposed; 1 — Palaeogene or Miocene sediments in highly disturbed position, 2 — Palaeogene or Miocene sediments in disturbed position, 3 — overthrust, 4 — normal fault, 5 — strike-slip fault, 6 — fault, 7-9 — Palaeogene structures: 7 — volcanics, 8 — volcano-sedimentary complex, 9 — strike-slip fault. 10-17 — Pre-Cenozoic formations: 10 — Palaeozoic basement of the Bakony unit, 11 — granite in the basement of the Bakony unit, 12 — the Buda Seregélyes unit and the Buzsák zone, 13 — Igal zone, 14 — Zemplén unit, 15 — Mecsek unit, 16 — outcrops, 17 — buried geological boundary

Приложение 8. Олигоцен-миоценовые структуры в тектонике Средней Задунайщины по геофизическим и буровым данным:

1-6 — миоценовые структуры, а) прослеженные, б) предполагаемые: 1 — палеогеновые или миоценовые отложения в сильно нарушенном залегании, 2 — палеогеновые или миоценовые отложения в нарушенном залегании, 3 — взброс, 4 — сброс, 5 — сдвиг, 6 — разлом. 7-9 — палеогеновые структуры: 7 — вулканы, 8 — вулканогенно-осадочный комплекс, 9 — сдвиг. 10-17 — докайнозойские образования: 10 — палеозойский фундамент Баконьской единицы, 11 — граниты в фундаменте Баконьской единицы, 12 — Будайско-Шерегешская единица и Бужакская зона, 13 — Игальская зона, 14 — Земпленьская единица, 15 — Мечекская единица, 16 — контур выходов на дневную поверхность, 17 — перекрытая геологическая граница.